

3. Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen.

Von Herrn S. A. PAPAVALIOU in Naxos.

Hierzu Tafel III und 11 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Vorliegende Arbeit hat ihren Ursprung in zahlreichen Exkursionen auf Naxos, dessen Bau und Smirgellagerstätten ich bereits in einer vorläufigen Mitteilung behandelte (*Αρχιμήδης* VI, 1905—1906, S. 33—37 und 77—81; Referate im Geol. Zentralblatt VII, Nr. 1058 und VIII, Nr. 255). Infolge von neuen Exkursionen auf der Insel nach jener Veröffentlichung sind nun einige Ergänzungen und Berichtigungen darin nötig, die hier berücksichtigt wurden. Mikroskopische Analysen habe ich nur zur näheren Charakterisierung von einzelnen Gesteinstypen verwendet; ich ließ sie durch die Firma Dr. F. KRANTZ in Bonn a. Rh. von eingesandten Stücken ausführen (51 mikroskopierte Proben aus dem Grundgebirge und 20 aus den Sedimenten und jüngeren eruptiven Gebilden). Da die Bestimmung eines Gesteins aus einer Probe nicht immer die wahre Natur desselben trifft, die sich erst vielmehr bei gleichzeitiger Berücksichtigung seiner geologischen Verhältnisse genauer erschließen läßt, so haben sich einige Differenzen zwischen der durch die Untersuchung der eingesandten Proben veranlaßten Benennung und meiner Bestimmung im Felde ergeben. Ich habe deshalb meist auch die ersteren Namen in Klammern beigefügt. Meine Arbeit gründet sich hauptsächlich auf makroskopische Beobachtung; ein tieferes Studium des Gegenstandes unter Berücksichtigung systematischer mikroskopischer Untersuchungen der sehr interessanten krystallinen Gesteinsserien überlasse ich künftigen Forschern der Insel.

Betreffs der geologischen Karte ist hervorzuheben, daß der Einzelverlauf und die Breite der Stufen sowie deren Mächtigkeit in den Profilen nur approximativ sein können, da es an einer genauen Niveau-Karte der Insel fehlt. Die britische Seekarte,

meine topographische Grundlage, ist zwar eine gute Übersichtskarte, aber im Detail weist sie bisweilen grobe Fehler auf. So liegt z. B. das Dorf Keramotì SSO vom Kóronos-Gipfel und nicht südlich zu SSW, davon, wie die Karte angibt, woraus folgt, daß entweder das Dorf oder der Gipfel falsch eingetragen wurde. Bei der Nachbarschaft einer anderen, fast gleich hohen Spitze (Vriókastro, Profil I) habe ich das letztere akzeptiert und dementsprechend auch eine Korrektur auf meiner Karte und im Profil I vorgenommen.

Da meine Exkursionen sich besonders auf den westlichen und östlichen, weniger auf den abgelegenen nördlichen und südlichen Teil der Insel konzentrieren, so hat auch meine Karte in ihren verschiedenen Teilen sehr verschiedenen Wert der Genauigkeit. — Oft habe ich auch schematisch kartiert.

Von den Höhenangaben der Karte sind die Zahlen 990, 1003, und 341 der britischen Seekarte entnommen, die Zahlen 567, 542, 662, 601 und 595 sind nach den Angaben von PHILIPPSON (Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt), die übrigen nach meinen eigenen Bestimmungen mittels des kompensierten Aneroidbarometers mit direkter Ablesung (System NAUDET). Diese letzteren dürften nur approximativ sein. Zur Höhenbestimmung bei der Aufstellung der Profile bediente ich mich teils des Aneroidbarometers, teils des RICHTHOFENSCHEN Horizontglases, teils endlich der Schätzung mit dem Auge. — Die großen Querprofile der Insel sind der größeren Anschaulichkeit wegen nicht ganz geradlinig gelegt, sondern, ohne Schaden der richtigen tektonischen Darstellung, stellenweise mit leichten Abweichungen oder etwas veränderter Richtung, damit sie stets über die Berggipfel und -kämme verlaufen.

Schließlich erwähne ich, daß die Karte die Ortschaften und Ortsnamen richtiger und vollständiger angibt als die Unterlage.

Das krystalline Grundgebirge der Kykladen ist nur in seinen allgemeinen Zügen bekannt; ein detailliertes Studium der verschiedenen Inseln, die es zusammensetzt, fehlt größtenteils noch und deshalb blieben die kontaktmetamorphen und andere in Zusammenhang damit stehende Erscheinungen des Gebirges den Forschern, die es nur flüchtig besuchten, unbekannt. Dies gilt ganz besonders von Nákos, dem Hauptrepräsentanten des Gebirges, wo diese Phänomene am vollständigsten ausgeprägt sind. Deshalb enthüllte uns eine eingehendere Untersuchung ein anderes Bild von dem Bau und

dem Metamorphismus dieser hochwichtigen krystallinen Insel als ihre bisherige ungenügende Erforschung.

Infolge von irrthümlicher Deutung der tektonischen Verhältnisse bzw. der genetischen Natur der Kykladen-„Gneise“ wurden die letzteren als die untersten Glieder des kykladischen Grundgebirges betrachtet, somit als Urgneis erklärt und das Gebirge überhaupt für azoisch angesehen und seine Krystallinität dem Regionalmetamorphismus zugeschrieben. So dehnte LEPSIUS¹⁾, den eine eingehende Forschung Attikas dahin geführt hatte, die krystallinen Schiefer und Kalke dieses Landes als dynamometamorph zu betrachten, seine Theorie auch auf die Kykladen aus und nahm an, daß die Gneise dieser Inseln, die in Attika fehlen, und die er als das Fundament des Gebirges ansah, eine ältere Stufe als Attika darstellten, die aus Definition zur azoischen Periode gehörte. Somit wurde auch das kykladische Gebirge überhaupt zum Azoicum gestellt, wenn auch dem attischen, das ebenfalls als azoisch galt²⁾, möglicherweise ein jüngeres, paläozoisches oder gar triasisches Alter nicht abgesprochen wurde³⁾. Es wurde für eine Stufe gehalten, auf welche die Metamorphose länger eingewirkt hätte als in Attika, so daß es schließlich zur Bildung von Gneisen (Paragneisen) und grobkörnigen, vollkrystallinen Marmoren bei ihr kam, während die Bildungen dort noch im Stadium des Glimmerschiefers und des feinkörnigen, weniger krystallinen Marmors verharren sollten. Nach GOBANTZ⁴⁾ unterscheidet man auf das bestimmteste eine Urgneis- und eine Urschieferformation auf Nákos, und selbst PHILIPPSON, der die eruptive Natur eines Teils der Kykladengneise (seines „Gneisgranites“, meines Flasergranites) gefühlt hat⁵⁾, hält die übrigen für das Fundament des Gebirges, und zwar für archaisch⁶⁾.

1) Geologie von Attika 1893, S. 144—145 und 178—179. — Griechische Marmorstudien 1890, S. 52—53.

2) Geologie von Attika, S. 22 und 81.

3) Geologie von Attika, S. 73.

4) Die Smirgel-Lagerstätten auf Nákos. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., Jahrg. 42, 1894, S. 143—147.

5) Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. PETERM. Mitt., Erg.-Heft Nr. 134, 1901, S. 72, 143 u. a.

6) Über den Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland. Congrès géol. intern. Comptes-rendu de la IV. session, Vienne 1903, S. 376. — Die griechischen Inseln des Ägäischen Meeres. Sonderabdr. aus d. Verh. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin 1897, Nr. 4 und 5, S. 7—8. — La tectonique de l'Égée. Annales de Géographie, VII^e année, 1898, S. 116 und 119—120.

Es ist übrigens zu bemerken, daß man den „Gneisen“ eine größere Verbreitung zuschreibt als sie in Wirklichkeit besitzen. So hält LEPSIUS (Griechische Marmorstudien, S. 42—52, und Geologie von Attika, S. 78

Daß diese Auffassung der Tektonik und somit der genetischen Natur und des Alters der Kykladengneise eine irrig ist, habe ich zunächst in meiner am Anfang zitierten Arbeit über Naxos für diese Insel hervorgehoben, worin ich auch Bedenken gegen die Regionalmetamorphose aussprach, der man die Krystallinität ihres Grundgebirges zuschreibt; und es gilt nun hier, zunächst meine Behauptung ausführlich zu begründen bzw. nachzuweisen, daß die vermeintlichen Urgneise von Naxos (und anderer Kykladen) in der Tat keine normalen Glieder der krystallinen Schichtserie in deren Basis darstellen, sondern daß sie schiefrige Granite sind, ausgestattet mit allen Charakteren einer eruptiven Natur, Granite, die jene Serie durchbrechen, also ein jüngeres Alter als sie besitzen, und daß die verhältnismäßig weniger verbreiteten, nichteruptiven Gneise jener Insel durchweg als injizierte Schiefer erscheinen, die sich fast ausschließlich auf die innerste Kontaktzone mit dem Schiefergranit oder auf die schiefrigen Einlagen in demselben beschränken. Sodann wird es angezeigt sein, die Metamorphose des kykladischen Grundgebirges abzuleiten zu suchen aus jenen weitverbreiteten und mächtigen Graniteruptionen, deren kontaktmetamorphe Wirkungen durch dynamische Prozesse wesentlich befördert worden wären. —

Naxos ist ganz vorwiegend aus einer mehrfachen Wechselagerung von krystallinen Schiefen und Kalken aufgebaut, aus deren Basis zwei große Massen schiefrigen Granits hervorbrachen. Dieses Grundgebirge ist einheitlich gefaltet, und auf seiner denudierten und zum Teil eingebrochenen Oberfläche lagern am Saum der Insel Sedimente von unbedeutender Rolle als Baustoff, aber von um so größerer Wichtigkeit in bezug auf das Alter und den Metamorphismus des Grundgebirges.

und 79) alle krystallinen Schiefer von Naxos und Páros für Gneis mit der Möglichkeit des Auftretens der Glimmerschieferformation in den höheren Teilen der Gebirgszüge dieser Inseln, während der meiste Schiefer von Naxos, wenn man nämlich von den verhältnismäßig weniger verbreiteten injizierten Schiefen absieht, tatsächlich aus Glimmerschiefer nebst Hornblendeschiefer, zum Teil auch aus Phyllit besteht. Auch PHILIPPSON überschätzt die Verbreitung des „Gneises“ auf Naxos auf Kosten des Glimmerschiefers (Beiträge, S. 73, Zone β , die aber hauptsächlich von Glimmerschiefer gebildet ist; auch S. 142; dann ist auf seiner geol. Karte von Naxos aller Schiefer als Gneis angegeben).

Auch ist hervorzuheben, daß feinkörnige Marmore, die nach LEPSIUS ausschließlich in Attika herrschen, und an Stelle deren er auf Naxos und Páros nur grobkörnige treten ließ („Inselmarmor“, Griechische Marmorstudien, S. 42—43) und diesen Umstand als eine Folge des höheren Alters des kykladischen Gebirges ansah, sind sowohl auf Naxos wie auf manchen anderen Kykladen eine weit verbreitete Erscheinung.

Sie werden lokal von basischen Eruptivgesteinen durchbrochen. Untersuchen wir zunächst die Sedimente und diese jüngeren Eruptivbildungen. Erstere sind auf Beckenfüllung oder auf vereinzelte Küstenteile beschränkt, die jüngsten davon aber breiten sich auf fast allen Küstenebenen der Insel aus, wenn auch mit verminderter Mächtigkeit (s. Karte). Sie gehören einigen, petrographisch und tektonisch meist gut sich unterscheidenden Stufen an, deren Alter wegen Nichtauffindens von Fossilien nicht näher bestimmt worden ist, und die meist durch Diskordanzen voneinander getrennt sind. Die tiefste Stufe besteht aus festen, grauen bis schwärzlichen und zum Teil grauwackenartigen und von Kalkspatadern durchzogenen Kalksandsteinen nebst untergeordneten, meist feinkörnigen Konglomeraten, die sehr feinkörnig bis dicht und oft glimmerig sind, und lokal (Kap Stylida) dünne Einlagen von schwärzlichem Tonschiefer führen. Ferner aus tonigen Sandsteinen und kalkigen, auch sandigen Mergeln (letztere führen lokal kleine, eisen-schüssige Konkretionen) und etwas Kalkstein, alles heller gefärbte Gesteine, die nach oben vorherrschen. Hier findet man auch flacher gelagerte lockere Sandsteine und feinkörnige Konglomerate. In den Becken von Paratréchos, Hágios Thalálaios und Engarés trifft man bei den Sedimenten fleckenartig große Partien, die eine braunrote Färbung besitzen. Dann sind die Sedimente hier oft braun und hellgrünlich gebändert und gefleckt. Es sind dies Oxydationsfarben, die jedenfalls aus der bald zu besprechenden Diabaseruption herrühren, welche auch die Sedimente durchbrach. Das Alter der Stufe ist unbekannt, da keine Fossilien darin aufgefunden wurden. Ein Vergleich ihrer Gesteine mit den Sedimenten des benachbarten Amorgòs, die man als devonisch vermutet und von welchen mir Prof. SKUFOS aus Athen Handstücke bereitwilligst sandte (vorzugsweise harte Tonschiefer), ergab keine Ähnlichkeit beider Gesteinsserien. Ein Handstück von einem Sandstein aus Paratréchos („grauer Sandstein“) bestand aus kleinen abgerundeten Körnchen von Quarz und verschiedenen schiefrigen Gesteinen mit tonigem Bindemittel, und zeigte u. d. M. rundliche und eckige Stücke von Quarz, Quarzit, Kieselschiefer, Grauwanke, Tonschiefer, Opal und einzelne grünliche Körner von Chlorit, verkittet durch tonigen Kalkspat. Ein graues, deutlich körniges Sandsteinstück aus Stylida (wohl „Grauwacke“), an dem man Quarzkörner, Kalkspat und vereinzelte Glimmerlamellen mit der Lupe erkennt, zeigte unter dem Mikroskop Quarz als Hauptgemengteil und reichlichen Kalkspat teils in trüber, äußerst feinkörniger Masse, teils in größeren Körnern, dazu Körner von

Kieselschiefer und von Tonschiefer und vereinzelt auch trübe Körner von Feldspat, endlich feine Lamellen von farblosem Glimmer. Ein anderes, dunkleres und mehr dichtes Handstück aus Thaláläos („Grauwacke“), das makroskopisch etwas hellen Glimmer (Muskovit), Körnchen von grauem Quarz, Gesteinsfragmente und vereinzelt Magnetit erkennen ließ, zeigte u. d. M. eckige Fragmente, von Quarz und Quarzit, seltener von Plagioklas und zahlreiche schiefrige Gesteinsfragmente, eingebettet in einer kalkspatreichen, grauen Grundmasse, die Leisten von farblosem Glimmer und Körner von Magnetit enthielt. Die Sedimentstufe hat eine sichtbare Mächtigkeit von mehreren zehn Metern und erreicht ihr höchstes Seeniveau mit ca. 200 m (Profil II). Sie tritt in der Bruchzone Engarés—Thaláläos—Paratréchos, die ich kurz die Bruchzone von Engarés nennen werde, sodann an der Küste nördlich bei der Stadt, endlich am Kap von Stylída auf. Am letztgenannten Ort wird die Stufe unterteuft von einer grünlichen kieshaltigen Quarzbreccie, fällt allgemein und zwar steil nach SSO und ist bisweilen in der Achsenrichtung ONO—WSW gefältelt (freilich in abgesunkener Scholle) und auch in kleinen Schollen verschoben. Am Becken von Thaláläos und Paratréchos ist sie mäßig bis steil aufgerichtet, und zwar mit allgemein nordnordöstlicher Streichrichtung (Profil II auf S. 147).

Über diese Stufe spricht LEPSIUS¹⁾ von „tertiären Konglomeraten (mein sehr grobes Konglomerat der oberen Stufe), die mit grauen Sandsteinen und Tonmergeln wechsellagern“ aus der Umgebung von Engarés und Phaneroméni, und es scheint ihm, als ob diese Schichten mit den miocänen Süßwasserablagerungen von Attika zu vergleichen wären. Freilich in jener Gegend treten die dunklen und festen Sandsteine zurück und hellere und dabei lockere Sandsteine und Mergel herrschen in Wechsellagerung vor, sind ungefaltete und zeigen keine konstante Streichrichtung. PHILIPPSON²⁾ dagegen berichtet von „grauen fryschartigen Sandsteinen und Konglomeraten“ (letztere aus „Grünsteinen und einem dichten, rötlich verwitternden Eruptivgestein“ bestehend) aus den Becken von Hágios Thaláläos oder Paratréchos, welche er mit den Schichten von Theológou auf Anáphi parallelisiert; diese ähneln Bildungen im westlichen Griechenland auffällig, die zwischen Kreide und Eocän stehen sollen. Das Konglomerat PHILIPPSONS ist jedenfalls an der Oberfläche abgewitterter und gelockerter Diabas (Diabasstock).

¹⁾ Geologie von Attika, S. 79.

²⁾ Beiträge, S. 73 und 111, und Tétonique de l'Egée, S. 119.

Auf dieser Stufe lagert in Stylída diskordant ein sehr bunter Komplex von Konglomeraten, Sandsteinen, Arkosen und Hornsteinen von unbekanntem Alter. Seine Mächtigkeit beträgt über 150 m. Zu unterst kommen die Konglomerate, Arkosen und Sandsteine; es folgt eine Wechsellagerung derselben mit Hornsteinen, die oben in einer mächtigen Lage vorherrschen. Die untere Zone, deren Dicke einige 10 Meter mißt, begreift sehr verschiedenartig zusammengesetzte Gebilde. Bald sind es gewöhnliche Konglomerate, Sandsteine, auch Tone; erstere Gerölle von Flasergranit (wohl auch von Schiefergranit), Quarz, Hornstein sowie von den älteren sedimentären Gesteinen (wodurch die Diskordanz der beiden Stufen bewiesen wird) führend und kleine Braunkohlenetzchen enthaltend. Bald sind es mehr Quarzkonglomerate und Sandsteine von breccienartigem Charakter, die vielfach kleine Feldspatkörner führen und dadurch oft in Arkosen übergehen. Stellenweise verdichten sie sich dagegen zu quarzitischen Massen. Diese Gesteine greifen regellos ineinander über. Sie bestehen lediglich aus Fragmenten von Quarz, Chalcedon und aus Körnern von Feldspat mit glänzenden Spaltflächen, die alle in einer opalartigen Grundmasse eingebettet liegen. U. d. M. sieht man rundliche und eckige Stücke von Quarz und Quarzit sowie von feinkörnigem Kiesel-schiefer und vereinzelte Körner von Feldspat, in einer meist aus Opal bestehenden Grundmasse liegend, die auch selbst immer einige Fragmente von Quarz eingeschlossen enthält; Hohlräume sind mit einer Chalcedonrinde umsäumt. Diese verschiedenen Gesteine, besonders die feldspatführenden, sind mehr oder weniger zersetzt und gebleicht und oft zu weißlichen oder graulichen tonigen Massen umgewandelt. Diese Umwandlung ist auf Exhalationen zurückzuführen, die vielfach Schwefel-Imprägnationen veranlaßten und auch den Absatz von Schwefel in kleinen Gängen unter gleichzeitiger Neubildung von spatigem Gips. Die reinen Quarzsandsteine aber stehen ganz frisch an. Die Hornsteine, in welchen man u. d. M., wie z. B. in den Bänken („Kiesel-schiefer“) der Wechsellagerung, organische Reste, Radiolarien und Spongien (?), bemerkt, bilden nach oben eine größere, einige 10 Meter mächtige, ziemlich ungeschichtete Einlagerung. Sie sind meist grau, auch weiß, bläulich und gelblich oder rötlich, brechen splittrig, zuweilen auch ausgezeichnet muschlig. Die ganze Schichtfolge, die am Gipfel von Stylída mit 150 m ihr höchstes Seeniveau findet, hat hier nur schwaches Einfallen, ist aber gegen das Kap hin durch eine Verwerfung gestört, längs welcher der abgesunkene Nordflügel, an dessen Basis die untere Stufe austreicht, gegen den stehengebliebenen

stark geneigt wurde. Auch nördlich der Stadt ruht flach auf der letzteren vielfach zersetztes und mit Schwefel durchtränktes Kalkkonglomerat von geringer Mächtigkeit, in dessen oft braunroter, wesentlich aus durch Kalkspat verkitteten Quarzkörnern bestehender Grundmasse zahlreiche, bis über kopfgrosse Gerölle und Fragmente namentlich von Flasergranit, dann auch von Schiefer usw. sowie von den liegenden Sedimenten eingestreut sind. Es wird von einer gering mächtigen Lage von größeren, lose angehäuften und braun angewitterten, plattigen Glimmerschieferfragmenten unterteuft und wird von einer verhältnismäßig dünnen Decke des sehr groben Konglomerats der oberen Stufe überlagert (Profil II auf S. 147). Wir treffen dieselben Bildungen endlich auf dem der Stadt nördlich vorgelagerten kleinen und flachen Inselchen Palátia, dessen untere Gesteinspartien zusammensetzend. Nach oben hin geht es in eine Wechsellagerung der eisenschüssigen Sandtone mit sehr grobem Konglomerat der oberen Stufe in gering mächtigen Lagen über. Wegen dieser Wechsellagerung rechne ich diesen Komplex bei der Stadt und Pálátia zur Stufe des sehr groben Konglomerates, die ich als obere ansehe. Dagegen bezeichne ich auf der Karte vorläufig als mittlere Stufe den oberen Komplex von Stylída, wenn auch eine Äquivalenz mit dem Konglomerat der oberen Stufe nicht ausgeschlossen ist. Der ganze Schichtkomplex fällt flach bis mäßig steil WNW bis WSW.

Während die untere Sedimentstufe in Stylída vorwiegend von Quarzgesteinen, bei der Stadt von konglomeratisch-sandigen Bildungen bedeckt ist, wird sie in der Umgebung von Engarés von sehr grobem Konglomerat überlagert. Sie ist ferner hier, wie in der ganzen Bruchzone von Engarés, von Diabasstöcken durchbrochen, die auch am Rande der Zone, im Grundgebirge einsetzen, und über welche sich, sowie über die untere Stufe, das Konglomerat in der Umrandung von Engarés ausbreitet. Untersuchen wir zunächst den Diabas. Er erstreckt sich, wie gesagt, auf der ganzen NNO—SSW streichenden Bruchzone von Engarés bis weiter südlich davon in Form von größeren und kleineren Stöcken innerhalb und am Rande der Zone. Oft sind die Stöcke mit angeschwemmten Diabas- und sonstigen Fragmenten und Geröllen — Diabastuff — bedeckt oder an der Oberfläche abgewittert und gelockert; in letzterem Fall bekommen sie auch das Ansehen von Tuffen (Hágios Thalálaios). Der größte, rundliche Stock breitet sich innerhalb des Engarés-Beckens aus, wo er meist mit Alluvionen bedeckt ist, und zieht bergan am Ostrande des Beckens. Er mißt etwa 1 km im Durchmesser. Er schließt Fragmente, ja kleine Bänke von

Sandstein und Kalkstein aus der durchbrochenen Sedimentstufe ein, in welchen er oft in kleineren und größeren Stücken verteilt auftritt. Die Diabasstöcke haben in der Regel eine stark brecciöse Struktur, was namentlich eine Folge von Kontraktion und Spaltung bei der Abkühlung ist; sie bestehen aus größeren und kleineren, rundlichen und eckigen Blöcken und Stücken bis zur großen Kleinheit herab. Dadurch bekommen sie bei oberflächlicher Anwitterung das Aussehen von Tuffen. Dabei sind die verschiedenen Diabasfragmente durch Verwitterung in verschiedenen Tönen hellgrün und rot gefärbt. Roter Kiesel, auch gelber Feuerstein beteiligen sich bisweilen an der Zusammensetzung, Epidotneubildung tritt ein, rundliche Diabasstücke sind bisweilen von einer dünnen Serpentinhülle umgeben, Adern von Kalkspat sowie von äußerst dichtem Kalkstein durchsetzen das Gestein. Der frische Diabas bildet ein dunkelgrünes, dichtes Gestein, das auch als Leukophyr und als Mandelstein ausgebildet ist. Die kleinen rundlichen Mandeln des letzteren sind meist mit Kalkspat ausgefüllt.

Der durch Druck etwas geschieferte Diabas, an dem schwach glasglänzende Körner eines makroskopisch nicht näher bestimmbarer Minerals und schwarze, tafelförmige Individuen eines Eisenerzes (Titaneisen) mit der Lupe zu erkennen sind, fällt u. d. M. auf durch die eigentümliche Ausbildungsweise des Plagioklases, der stark umgewandelt ist. Statt daß der Plagioklas nämlich leistenförmig, wie gewöhnlich, auftritt, zeigt er lappige, zackig begrenzte Formen und dazu ondulöse Auslöschungen, wohl durch Gebirgsdruck hervorgerufene Umwandlungen. Als Umwandlungs- und Neubildungsprodukt tritt in großer Menge Epidot auf, der auch in makroskopischen Körnern vorkommt, und grüner Chlorit sowie aktinolithische Hornblende. Das Titaneisen zeigt eine weitgehende Umwandlung in Titanomorphit. Der Leukophyr, ein dichtes, grünlichgraues, an einigen Stellen durch Eisenoxydhydratbildung rötlich gefärbtes Gestein, an dem man mit der Lupe hie und da kleine Partien von Kalkspat sieht, und welcher, mit HCl befeuchtet, aufbraust, zeigt sich im Dünnschliff im wesentlichen zusammengesetzt aus farblosem, leistenförmigem Plagioklas und grünlichem, chloritischem Zersetzungsprodukt als Zwischenklemmungs- masse; dazu kommt Magnetit in kleinen Krystallen und sehr reichlicher, durchsichtiger Kalkspat, sekundär feine spießige Fasern von Aktinolith und Körner von Eisenhydroxyd. Die sehr poröse, feinkörnige Grundmasse des Mandelsteins, deren kleine runde Hohlräume zuerst mit einem rötlichen, kugelig struierten Überzug ausgekleidet und dann mit Kalkspat erfüllt

sind, ist u. d. M. stark zersetzt. Die Feldspatleisten sind in ihrer Form noch deutlich zu erkennen, aber die Substanz ist völlig umgewandelt, ebenso wie die trübe erscheinende Zwischenklemmungsmasse. Als Neubildungsprodukt tritt viel Epidot auf. In den Hohlräumen finden sich auch zuweilen als erster Überzug der Wandungen Epidot, dann Kalkspat, dessen rote Farbe durch Eisenoxyd hervorgerufen ist. Im Diabastuff sammelte ich Fragmente von Gabbro-Habitus. Hier erscheint Diallag in zahlreichen Körnern, lebhaft schillernd, und oft teilweise oder auch ganz in dunkelgrüne, serpentinarartige Masse umgewandelt, in einer grauen, dichten und wie Saussurit aussehenden Masse („Gabbro, Saussuritgabbro anscheinend“). Im Dünnschliff ist der stark faserige, häufig Zwillingsbildung zeigende Diallag etwas in blaßgrünen Uralit umgewandelt, der auch noch in Fasern und faserigen Aggregaten auftritt. Der Feldspat ist fast vollständig umgewandelt, und an seine Stelle ist eine eigentümliche Aggregatpolarisation zeigende Masse getreten, die viele rauh aussehende Körner von Epidot enthält. Selten ist nun Feldspatsubstanz mit Zwillingslamellierung zu erkennen. Ferner traf ich südlich der Bruchzone ein Nest von Bronzit-Serpentin, eine dichte, schwärzlich- und hellölgrün gefleckte Serpentinsubstanz mit zahlreichen größeren Körnern von ziemlich stark zersetztem Bronzit, der noch seinen Bronzeschiller erkennen läßt. U. d. M. zeigt sich Serpentin mit Balkenstruktur, zahlreiche schwarze Körnchen von Magnetit enthaltend, sowie dunkelbraune, zum Teil ziemlich große, unregelmäßig gestaltete Körner von isotropem Picotit mit schwarzem Magnetitsaum.

Der Diabas hat eine Frittung des Glimmerschiefers im unmittelbaren Kontakt hervorgerufen, und so bildeten sich kleine Kontakthöfe im Biotitschiefer von Thaläläos. Ein derartiges Stück aus grauem, hartem, auf frischem Bruch etwas fettglänzendem Gestein, genommen am Kontakt eines Leukophyrputzens (von dem das oben beschriebene Belegstück her stammt) mit Biotitschiefer, zeigte unter dem Mikroskop, das es als Adinole aufwies, in einer quarzigen Verkittungsmasse kleine Körner von wasserklarem Quarz, an Menge zurücktretendem Feldspat (Plagioklas) und Flitter von farblosem oder schwach grünlich gefärbtem Glimmer, zahlreiche Körner von Zirkon, vereinzelte Körnchen von Magnetit und ein undurchsichtiges, trübes, graues Zersetzungsprodukt, ferner etwas Kalkspat. In weiterem Abstände ist der Biotitschiefer zu äußerst feinkörnigem, feinschieferigen, sericitartigen, phyllitischen Tonschiefer umgewandelt, der weiterhin in den normalen Biotitschiefer übergeht. Im Dünnschliff zeigte dieser phyllitische Tonschiefer

äußerst feinkörnige, etwas faserige Schiefermasse mit schwacher Aggregatpolarisation und feine Lamellen von lebhaft polarisierendem hellen Glimmer enthaltend, durchzogen von zahlreichen schmalen Trümmern und Äderchen von Quarzaggregat. Stellenweise Anhäufungen opaker Körnchen, die im auffallenden Lichte trüb gelblichgrau erscheinen und nicht näher bestimmbar sind. Kohlige Substanz fehlt; an manchen Stellen dunklere, rötlichbraune Färbung durch Eisenhydroxyd. Bei sehr starker Vergrößerung sind auch winzige schwarze Rutilnadelchen zu sehen. Zu bemerken ist, daß adinolartige Gesteine, nicht unähnlich dem vorher beschriebenen, in größeren Massen im Flasergranit sowie in einer Einlage von Schiefergranit in jenem vorkommen, aber bei diesen Bildungen, auf die ich später noch zurückkommen werde, handelt es sich wohl nicht um Kontaktprodukte von verborgenen Diabas-Stöcken, von denen sie oft in ziemlich großer Entfernung liegen, sondern um örtliche Modifikationen des Granites.























Außer den Kontakterscheinungen des Diabases führe ich in diesem Zusammenhange einige andere Erscheinungen auf, die vielleicht mit Kontaktwirkungen des Diabases verwechselt werden können. So setzt am Westrande von Thaläläos ein mächtiger Amphibolitgang mit NS-Richtung im Flasergranit auf, den er vielleicht beeinflußt hat. Ein anderer Amphibolit, der in Vergesellschaftung mit Augitgestein entschiedene Kontaktphänomene hervorgerufen hat, durchsetzt weiter südlich die kristallinen Schiefer; auf jene werde ich später zurückkommen. Der erstgenannte Amphibolit ist ein dichtes gefälteltes Gestein („Hornblendeschiefer“), bei dem die schwärzlichgrünen Hornblendenadeln mit der Lupe deutlich zu erkennen sind. Hie und da scheiden sich auch gröbere Hornblende-Aggregate aus. Mikroskopisch sieht man stark pleochroistische Hornblende, gelblichgrau—bläulichgrau—grasgrün, lagenweise aneinandergereiht, oder in anderen Lagen in geringer Menge in einer farblosen Grundmasse, die aus Quarz und Feldspat besteht, daneben auch in manchen Lagen reichlich Magnetit und rundliche Körner von blaßgrünem, fast farblosem Augit (Diopsid) enthält. Titanit ist in größerer Menge, besonders in den hornblendereichen Lagen, vorhanden. Die Kontakterscheinungen dieses Amphibolites bestehen darin, daß an seinem unmittelbaren Kontakt der Flasergranit vielleicht ein etwas quarzitisches Aussehen bekam. Der Amphibolit ist wohl älter als die untere Sedimentstufe, da er an den Faltungen des Flasergranites Teil genommen zu haben scheint. Ebenso nimmt auch an der Zusammensetzung des Diabastuffes ein (mittel-) körniger Hornblendefels teil,

der („Hornblendefels, Amphibolit?“), aus zum Teil großen Individuen einer schwärzlichgrünen, faserigen Hornblende besteht und aus einer rötlichgrauen, feinkörnigen Masse, die in Schnüren das Gestein durchzieht oder auch in rundlichen Partien darin auftritt. Im Mikroskop erkennt man als wesentlichen Gemengteil Hornblende, die fast farblos ist, stark faserig und vielfach deutliche Zwillingsbildung zeigend. Die feinkörnige rötlichgraue Masse erscheint grau und etwas trübe und besteht hauptsächlich aus einem zum Teil sehr feinkörnigen, zum Teil gröberkörnigen oder strahligen Gemenge von Epidot mit etwas Hornblende, an wenigen Stellen tritt etwas farbloses Quarz-Albit-Mosaik hinzu. Aber dieses Gestein könnte vielmehr zu den weiter unten zu besprechenden Hornblendegesteinen der krystallinen Schichtfolge gehören. Ferner steckt am Paß Pátelo (Profil II), an der Grenze von Flasergranit und Sedimenten, im ersteren Gestein ein kleiner Putzen von grünlichem, dichten, hornsteinartigen und splittrig brechenden Gestein, an dem makroskopisch keine Gemengteile zu erkennen sind, und das, der Mikroskopie nach, als Adinole bezeichnet werden könnte. U. d. M. erkennt man dreierlei Bestandmassen: 1. klar und farblos erscheinende Teile, diese bestehen aus einem Quarz-Albit-Gemenge mit undulöser Auslöschung; 2. hellgrüne, feinfarbige, schwach, aber zum Teil deutlich pleochroistische Massen, die hellgefärbter Hornblende angehören, ebenfalls undulös auslöschend und stark zertrümmert; 3. trübe, grau erscheinende Teile, die sich bei sehr starker Vergrößerung als äußerst feines Gewebe winziger Hornblendefasern mit Körnchen von Leukoxen zu erkennen geben. Da in der Nähe dieses Gesteins und in dessen Streichrichtung Diabas und Amphibolit vorkommen, so könnte man dasselbe vielleicht in Beziehung mit diesen setzen um so mehr, als dessen Hangendes ein ca. 3 m starker Putzen von weißem splittrigen Kiesel ist, der etwas imprägniert erscheint und von einem ziemlich krystallinischen Sandstein aus der nachfolgenden unteren Stufe überlagert wird. Dieser Sandstein („Kieselkalk“) ist eine dichte, feste, graue Masse, worin man hie und da glänzende Spaltungsstücke von Kalkspat erkennt, und die von weißen Kalkadern durchzogen ist. Sie läßt u. d. M. farblosen Quarz in unregelmäßigen, eckigen Bruchstücken erkennen, dazu reichlich Kalkspat, der meist durch Einlagerungen schmutzig und trübe erscheint; vereinzelt kommen grünliche Partien von Chlorit und schwarze Körnchen von Magnetit vor, selten Fetzen von farblosem Glimmer. Da aber auch an anderen Stellen solche Sandsteine vorkommen, so darf man jenes adinolartige Vorkommen am Paß Pátelo als eine

lokale Modifikation des Flasergranites ansehen, wie solche im Flasergranit im großem und kleinem Maßstab auftreten, wie wir noch sehen werden.

Der Diabastuff entsteht, wie gesagt, durch Anschwemmung von Diabasstücken, zu denen auch sonstige Gerölle und Fragmente hinzukommen, daher überlagert er gelegentlich horizontal die geneigten Sedimentschichten (S. 147, Profil I). Er bedeckt Flächen des großen Stockes von Engarès am Rande und im Becken und bei Pyrgos liegt er zwischen unteren Sedimenten und sehr grobem Konglomerat. Außer diesen Tuffdecken tritt bisweilen auch tuffartiger Diabas in Form von meist kleinen Einlagen in den unteren Sedimenten. Das ist aber eigentlich kein Tuff, sondern stark zertrümmerter Diabas in Lagerform. Daß dem so ist und man nicht etwa glaubt, man habe es mit zeitlich verschiedenen Diabaseruptionen innerhalb und am Ende der unteren Sedimentperiode zu tun. Dies zeigt nicht nur die Zusammensetzung der tuffartigen Einlagen aus reinem Dibasmaterial, sondern auch besonders die Umstände, daß man den Übergang von einer Lage zu dem darüber befindlichen Diabas bisweilen direkt sehen kann (S. 147, Prof. II), daß die Lagen,

Erklärung zu den Profilen I—IV, Fig. 1—4 auf S. 147 und 149.

	Flasergranit Fg, grobkörnig, porphyrisch.		Marmor, sehr feinkörnig. Zas-Stufe ZM.
	Schiefergranit Sg, fein- bis mittelkörnig.		Muscovitschiefer, toniger Phyllit. Montzoúna-Stufe MS.
	Injizierter Schiefer (Metagneis). Halónos-Stufe HS. Komiaki-Stufe KS.		Vorwiegend Kalk- und Ton- sandsteine und Mergel. S ₁ s Untere Sedimente.
	Marmor, grobkörnig. Keramoti-Stufe KM.		Vorwiegend sehr grobes Konglomerat. S ₃ Obere Sedimentstufe.
	Vorwiegend Biotitschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von Amphibolschiefer. Komiaki-Stufe KS. Mési-Stufe MsS.		Alluvium A1
	Marmor, vorwiegend mittel- bis feinkörnig. Amómaxi-Stufe AM, untere AM ₁ , obere AM ₂ . Phanári-Stufe PhM. Nebenlagen NM.		Diabas D
	Biotitschiefer, Zweiglimmerschiefer, Muscovitschiefer. Apiranthos-Stufe AS. Nebenlagen NS.		Pegmatit-Lagergang P
	Zweiglimmerschiefer, Muscovitschiefer. Liónas-Schiefer LS.		Smirgellagerstätten
			Verwerfung
			Dorf
			Kirche
			Kloster
			Kirchhof
			Windmühle

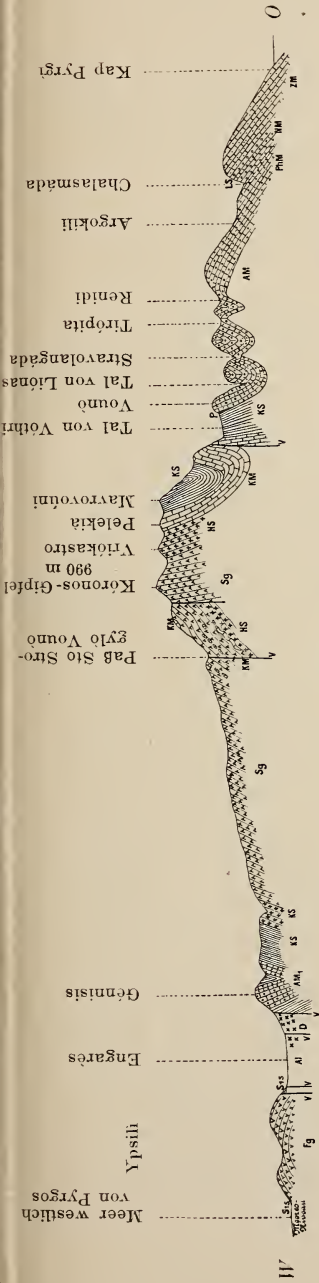


Fig. 1.
 Profil I. Querprofil von Naxos über Koronos in allgemeiner W—O-Richtung.
 Maßstab: der Längen 1 : 120 000, der Höhen 1 : 60 000.

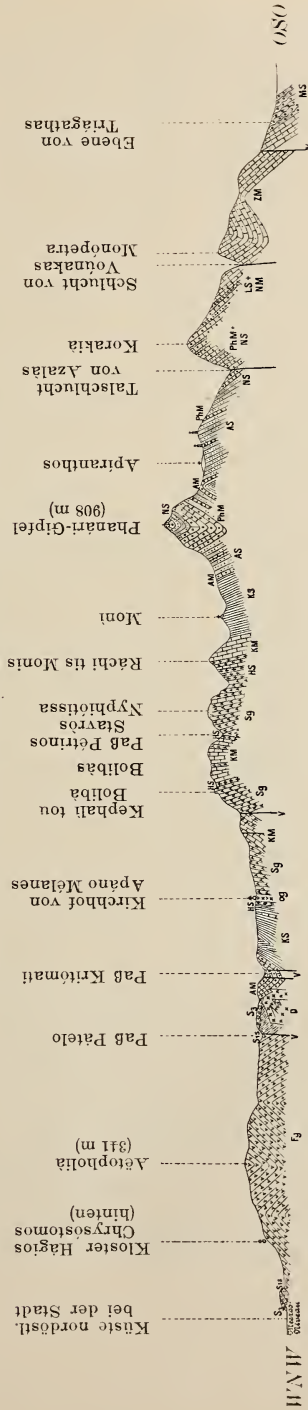


Fig. 2.
 Profil II. Querprofil von Naxos über Phanári in allgemeiner WNW—OSO-Richtung.
 Maßstab: der Längen 1 : 120 000, der Höhen 1 : 60 000.

(An der Nyphtiössa und westlich von Bolhbas sind die Schiefergranitlagen vielfach mit solchen von injiziertem Schiefer gemischt.)

größere und kleinere, eckige und festverwachsene, unveränderte Fragmente der unteren Sedimente einschließen, endlich, daß aus den Lagen bisweilen kleine Adern das Nebengestein gangartig durchsetzen. Wir haben es hier ursprünglich wohl mit Eruptionen zu tun, wobei der Durchbruch wegen Armut an Dämpfen und Gasen nicht so heftig war, und so konnten die Auswürflinge und das Magma auch lagerartig zwischen den Sedimenten empordringen, dem Wege des geringsten Widerstandes folgend. Bei der Abkühlung zog sich die Lava zu eckigen oder auch rundlichen Stücken zusammen, die durch Abwitterung ihre Kanten und Ecken verloren, und so ist wohl das tuffartige Aussehen dieser Lagen zu erklären.

Die Tuffdecken, horizontale, ungeschichtete Lagen von einigen Metern Mächtigkeit, nehmen geringere Flächen in der Bruchzone als die Diabasstöckchen ein. Sie haben eine bunte Zusammensetzung sowohl hinsichtlich der Art wie auch der Größe der Gerölle und Fragmente, und große Diabasblöcke von mehreren Tonnen im Gewicht sind nicht selten. Der Hauptbestandteil ist der Diabas, dazu kommen Fragmente von rötlichem Kiesel, Hornblendegestein, sericitischem Schiefer (Kontaktprodukt des Diabases aus Biotitschiefer) usw. sowie eingeschwemmte Gerölle von Marmor (in verschiedener Korngröße), Sandstein, dichtem Kalk u. dergl. Diese verschiedenen Fragmente und Gerölle sind verkittet durch ein kalkreiches, grünliches Bindemittel. Ein Dünnschliff von einem Stück aus der Tuffdecke, bestehend aus roten, grünen und grünlichgrauen Gesteinsfragmenten in gelblichgrüner Grundmasse, ergab unter dem Mikroskop, daß die Fragmente teils einem mehr oder weniger glasig erstarrten, stark umgewandelten Diabas angehörten, in welchem die Feldspatleisten noch deutlich zu erkennen waren, teils verschiedenen sedimentären Gesteinen (Quarzit, Schiefer, Grauwacke). Die Grundmasse bestand hauptsächlich aus farblosem Kalkspat. Als Zersetzungsprodukte traten reichlich Chlorit und Epidot auf. Ein kleineres Fragment aus derselben Probe (eine „Schalsteinbreccie“) ließ im Dünnschliff Bruchstücke eines diabasischen Gesteins erkennen, das aus Leisten von noch frischem Plagioklas und hellgrüner, faseriger, uralitischer Hornblende bestand; dazu als Zersetzungsprodukte grauen Titanomorphit (oder Leukoxen) und körnige Aggregate von lebhaft polarisierendem Epidot; ferner Bruchstücke eines feinkörnigen Sandsteins und als Verkittungsmittel grobkörnige Aggregate von Kalkspat. — Was das Alter der Diabaseruptionen betrifft, so steht es wohl zwischen unterer und oberer Sedimentstufe, da das sehr grobe Konglomerat der letzteren sowohl erstere Stufe, als

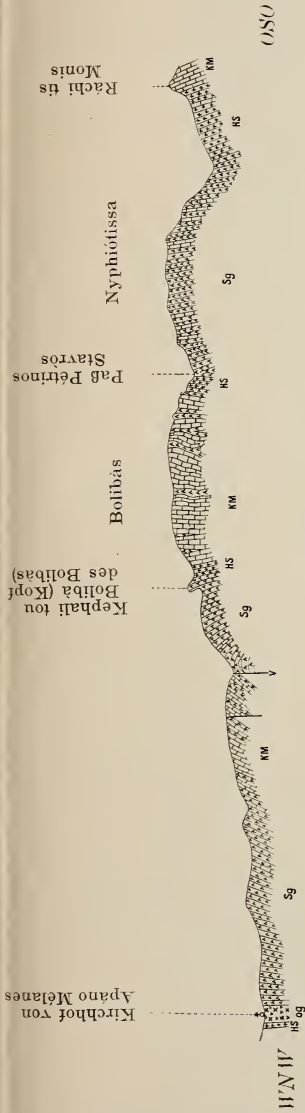


Fig. 3.
 Profil III. Mittlerer Teil des Querprofils II (Fig. 2) in vergrößertem Maßstab 1 : 30 000, die Wechsellagerung von Schiefergranit und Marmor in Schiefer zeigt.
 (Die Schiefergranitlager sind vielfach mit solchen von Metagneis vermenget.)

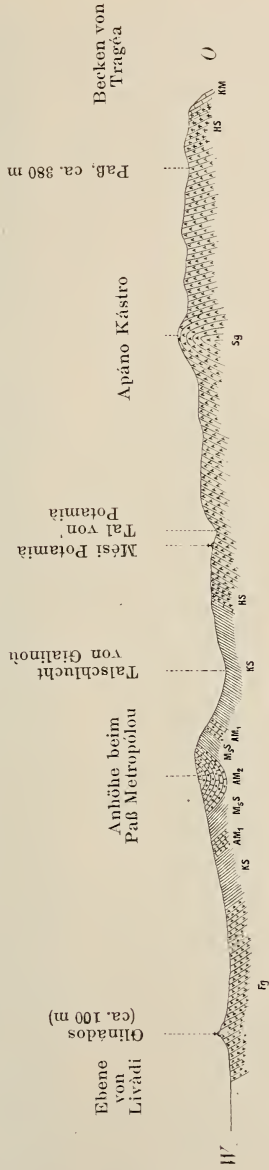


Fig. 4.
 Profil IV. Profil Glinádos—Potamía—Apáno Kástro in allgemeiner W—O-Richtung.
 Maßstab 1 : 60 000.

die Diabasstöcke, die diese durchbrechen, gleichmäßig, wie auf gemeinsamer Erosionsfläche bedeckt. Zu bemerken ist, daß im Diabastuff, auch im oberen Konglomerat, Gerölle aus den unteren Sedimenten vorhanden sind. Dagegen traf ich keine Diabasstücke in jenem Konglomerat. Ein Eingreifen des Diabases in das letztere habe ich jedoch nicht beobachtet. (Ich setze die S-Imprägnationen in Stylida und bei der Stadt [S. 140—141] in keine unmittelbare Verbindung mit der Diabaseruption).

Das grobe Konglomerat, das, abgesehen von den Alluvionen, wie gesagt, die obere Sedimentstufe darstellt, breitet sich in der Umgebung des Engarés-Beckens aus und bildet hier eine bis viele 10-m mächtige und ein 100 m hohes Seeniveau erreichende, ungeschichtete und flach geneigte Lage, die auch längs Verwerfungen eingebrochen ist (Bildung der Bruchzone von Engarés). Außerdem aber erfüllt es in weit größerer Ausdehnung, dafür aber in geringerer Mächtigkeit, fast alle großen Küstenebenen der Insel, in ursprünglicher, nahezu horizontaler Lagerung (in Moutzoúna Verwerfungen) den gefalteten krystallinen Untergrund bedeckend und die bedeutende Seehöhe von nahezu 300 m erreichend. Dieses polymikte, nagelfluhartige Konglomerat, dessen Alter mir unbekannt ist, besteht aus sehr kleinen bis riesengroßen, im Durchschnitt sehr groben Geröllen und Fragmenten aus allerlei ohne jede Bankung wirr durcheinander angehäuften Gesteinen, die durch ein kalkig-sandiges Cement verkittet sind. Es sind meist Marmorgerölle der verschiedensten Dimensionen und Sorten, worunter Blöcke bis mehrere Kubikmeter im Inhalt bisweilen zu finden sind, dann Schieferfragmente, bisweilen fast noch größer, endlich allerlei Gerölle aus Quarz, Granit, Pegmatit, Smirgel usw., deren Beschaffenheit je nach der Örtlichkeit wechselt, aus der sie stammen. Auf dem Inselchen Palátia wechsellagert das vielfach breccienartige Konglomerat namentlich mit stark eisenschüssigen sandigen Tonen. An anderen Punkten (Ypsili) führt es eine ca. 5 m starke Einlagerung von hellem Kalksandstein. Ebenda nimmt lokal sein kalkiges Cement in den höchsten Horizonten ein krystallines Gefüge an und verwächst dann fest und breccienartig mit den Marmorgeröllen.

Gehen wir nunmehr zur näheren Betrachtung des krystallinen Grundgebirges von Nákos über.

Wie schon erwähnt, setzt sich dasselbe zusammen aus einer oft wiederholten Wechsellagerung von krystallinen Schiefen und Kalken, an deren Basis zwei große, verschieden-altrige Massive von schiefrigem Granit zutage treten. Dieses



Kephalí
tou Bolibà

Bolibàs

Kotzinas, Paß
von Pétrinos Stavròs

Nyphiótissa

Fig. 5.

Landschaftsbild vom mittleren Teil des natürlichen Profils III auf S. 149; im Hintergrunde der Kotzinas.
Hell = Marmor; dunkel = Schiefergranit, links im Hintergrunde des Passes und der Streifen von Bolibàs
= injizierter Schiefer aus der Halónos-Stufe.

Grundgebirge ist einheitlich gefaltet, woraus folgt, daß der jüngere schiefrige Granit mindestens ebenso alt ist wie die älteste Faltung des Gebirges. Unter den verschiedenen Faltungen, die dasselbe aufweist, scheint diejenige am ältesten zu sein, deren Achse etwa $N 25^{\circ} O$ läuft (Profile I—IV): Sie ist die intensivste, tektonisch und morphologisch wichtigste und gehört wohl einer älteren Bewegung an als die ebenfalls im allgemeinen NNO streichende untere Sedimentstufe in Thaláläos und Paratréchos, wenn unsere weiter unten auszuführende Annahme von der Gleichaltrigkeit der Eruption des Schiefergranites mit obiger Hauptfaltung richtig ist. Der Hauptkamm aber oder die Längsachse der Insel richtet sich allgemein ca. $N 15^{\circ} O$, daher schneiden die krystallinen Schichten diese Achse etwas schräg, auf welcher sie im allgemeinen je jünger, desto südlicher erscheinen. Ob diese letztere nordnordöstliche Streichrichtung verschieden ist von derjenigen, die die Stufe aufrichtete, trotzdem daß beide ziemlich zusammenfallen, mag dahingestellt bleiben. Eine andere, weniger stark, aber darum nicht minder deutlich ausgeprägte Faltungsrichtung läuft nach OSO, also senkrecht zu der zuerst genannten. Sie hat, wie diese, das Grundgebirge in eine Reihe von Falten gelegt und ist wohl jünger als sie, was wir hauptsächlich daraus erkennen, daß wir die Eruption des Schiefergranites, der diese jüngere Faltung auch zeigt, in Zusammenhang mit der $N 25^{\circ} O$ -Faltung bringen. Auch vielleicht daraus, daß die durch die erstere Faltung hervorgerufenen tektonischen Wirkungen im allgemeinen wohl wieder mehr abgetragen sind als die durch die letzteren erzeugten. Da wir ferner, so am Paß Pátelo, sehen, daß die OSO fallende Stufe auf den dort NNO geneigten Flasergranitbänken ruht, so folgern wir weiter, daß die Faltung mit OSO-Achse älter ist als die Aufrichtung der letzteren. Auch im Becken von Engarés treffen wir ein NNO- bzw. SSW-Schichtfallen der Stufe, was wohl auf eine jüngere derartige Bewegung hindeutet. Eine letzte Faltungsrichtung des Grundgebirges läuft nach ONO. Sie tritt lokal deutlich hervor und zwar auf der Halbinsel von Stylída. Ob die sehr spärliche Fältelung der unteren Sedimentstufe dort dieser Faltung zuzuschreiben ist, mag unentschieden bleiben. Zu bemerken ist, daß die unteren Schichten in der Bruchzone von Engarés auch ein NNW- bzw. SSO-Fallen zeigen. — Über das absolute Alter aller dieser Faltungen können wir nichts Bestimmtes aussagen, da feste Anhaltspunkte an Formationen bekannten Alters auf der Insel fehlen. Ein Vergleich der verschiedenen Streichrichtungen mit denjenigen der Faltungen von Attika

und Euböa, über deren Alter wir durch LEPSIUS und DEPRAT genauer informiert sind, würde uns nicht viel dazu helfen können, seitdem wir wissen, daß die Falten in ihrem Verlauf gewöhnlich nicht auf größere Strecken konstant bleiben, sondern vielfach Ablenkungen erfahren, und daß, umgekehrt, der Gebirgsdruck, zu welchem eine bestimmte Faltungsrichtung gehört, zu verschiedenen Perioden in demselben Sinne tätig gewesen sein mag. Immerhin dürfen wir annehmen, daß die ältesten Faltungen vorcarbonisch oder vordevonisch sind, und zwar aus den später zu äußernden Erwägungen über das Alter des kykladischen Grundgebirges.

Da die geschieferten und gebankten Granite meist lakkolithartig oder mit versteckter durchgreifender Lagerung aus der Basis der krystallinen Schichtserie auftauchen, da sie ferner einheitlich mit derselben gefaltet sind (Profile I, II, IV) und endlich noch Marmor- und Schiefereinlagen zum Teil führen bzw. mit denselben wechsellagern, so wurden sie leicht als die tiefsten Glieder der krystallinen Serie, und zwar als Urgneis, angesehen. Tatsächlich aber sind es echte Durchbruchgesteine, jünger als die übrigen krystallinen Schichtglieder, da sie dieselben durchbrechen. Sie unterscheiden sich von ihnen und besonders von ihrer sanftgestalteten Schieferhülle schon von der Ferne durch ihre felsigen, rauhen Verwitterungs- und Landschaftsformen. Das eine, und zwar das ältere, der beiden Granitmassive nannten wir den Flasergranit¹⁾, das andere, jüngere, den Schiefergranit²⁾.

Das sind zwei, dem Alter und der Beschaffenheit nach verschiedene Granitarten, die auch in ihrer Lagerungsform differieren, indem der erstere stockförmig, der letztere lakkolithartig heraustritt. Der Flasergranit nimmt den äußeren Westen der Insel auf eine Fläche von rund 50 qkm, einschließlich der großen in ihm eingesenkten und mit jüngeren Sedimenten erfüllten Ebene, ein und gipfelt östlich bei der Stadt mit 340 m. Im Osten wird er vom übrigen Gebirge von Meer zu Meer (Kap Kouroúpia-Ammítis) durch eine N—S streichende Mulde

¹⁾ Der „grobkörnige, flaserige Biotitgneis“ von LEPSIUS, der „Gneisgranit“ von PHILIPPSON.

²⁾ Gehörig zum „dünnschiefrigen Gneis“ von LEPSIUS und zu den „unteren Biotitgneisen α“ von PHILIPPSON. Es ist übrigens merkwürdig, daß diese beiden Forscher den südlichsten Teil des ausgedehnten Schiefergranitmassives, nämlich den Berg von Apáno Kástro bei Tragéa ausnahmsweise als Granit betrachten (vielleicht wegen der ausgesprochen rundlichen, massigen Form des Berges), während doch dieser mit der übrigen Schiefergranitmasse petrographisch und tektonisch eine unlösbare Einheit bildet.

aus den unteren Stufen der krystallinen Serie geschieden, unter welche seine dicken Bänke steil einfallen (Profil IV), sowie durch die in der nördlichen Fortsetzung derselben einsetzende Bruchzone von Engarés (Profil I und II). Sonst wird er vom Meer bespült und so bleibt seine wahre Ausdehnung und Form auf der Oberfläche versteckt. Dagegen taucht der Schiefergranit mitten aus der krystallinen Schichtzone im nordwestlichen Teil der Insel auf, und zwar in Gestalt einer langgestreckten, NNO—SSW gerichteten Ellipse, an deren Umrissen die umhüllenden Schiefer rundherum nach außen fallen bzw. den Schiefergranit konkordant mantelförmig umlagern. Die gebirgige Granitellipse, die sich am Gipfel von Kóronos bis zu 1000 m erhebt, mißt etwa 16 km in der Länge und beinahe 5 km in der größten Breite, und ihr Flächeninhalt beträgt somit rund 55 qkm. Beide Granite nehmen daher ein Areal von über 100 qkm ein, oder etwa den vierten Teil der 448,8 qkm (nach STRELBITZKY) großen Insel. Sie kommen an der Oberfläche nirgends in Berührung, aber wegen ihrer unmittelbaren Nähe liegt eine gemeinsame Herkunft beider aus demselben Magmareservoir auf der Hand. Ihr gegenseitiges Verhältnis in der Tiefe und in bezug auf die sie trennenden Muldenschichten mag Profil IV erläutern. Sie dürften wohl zwei zeitlich getrennten Eruptionen angehören, wofür das Vorkommen von mächtigen Schiefergraniteinlagen im Flasergranit spricht, welche als lagerartige Apophysen jenes Granites in diesem gedeutet werden müssen, um so mehr, als ich in denselben ein kleines Vorkommen von Turmalinpegmatit entdeckte, der ein sehr charakteristisches, dem Flasergranit fehlendes Ganggefolge des Schiefergranites bildet. In demselben Sinne sprechen auch Fragmente von Flasergranit, die sich bisweilen in jenen Einlagen vorfinden, und welche wohl als Bruchstücke des Nebengesteins anzusehen sind. Danach ist der Flasergranit älter als der Schiefergranit, und beide sind jünger, wie schon öfter erwähnt, als die krystalline Schichtserie, da sie dieselbe durchbrechen und ihr Ganggefolge hineinsenden. Ihre Eruptionszeit kann nicht festgestellt werden, da jeder Anhaltspunkt dafür fehlt. Daß aber der Flasergranit älter ist als die ältesten Sedimente der Insel, ergibt sich daraus, wie wir auch früher bemerkten, daß letztere auf diesem Granit lagern, welcher alsdann als Tiefengestein erst hätte bloßgelegt werden müßen, bevor die Sedimente auf seiner Denudationsoberfläche hätten zur Ablagerung gelangen können. Aber auch der Schiefergranit ist jedenfalls älter als die letzteren, denn er hätte unmöglich auf die oberen Glieder der krystallinen Schichtfolge kontaktmeta-

morph, wie wir später auszuführen haben, eingewirkt, ohne auch die in geringerer Entfernung sich befindenden Sedimente zu beeinflussen. Wir müssen überhaupt ein hohes Alter der Graniteruptionen annehmen, wenn wir noch die Teilnahme der Granite an allen Bewegungen des Grundgebirges in Erwägung ziehen.

Der Flasergranit ist ein grobkörniger, in der Regel parallel bis schiefrig struierter Biotitgranit, dem größere Feldspatkrystalle, -linsen und -körner einen porphyartigen Habitus erteilen. Er setzt sich zusammen aus einem innigen Gemenge von Feldspat (meist Orthoklas), als dem vorwaltenden Gemengteil und Quarz, woran schwärzliche Biotitschuppen reichlich beteiligt sind und durch ihre orientierte Lage die schiefrige Textur des Gesteins bedingen. Indem sich diese Schuppen den Feldspateinsprenglingen anschmiegen, verleihen sie dem Granit oft eine typische Augen- bzw. Flasertextur auf dem Querbruch. Muscovit scheint so gut wie nicht beteiligt zu sein. Die porphyrischen Feldspate treten im gewöhnlichen Granit als größere Körner auf, in den schlierigen, noch zu besprechenden Partien dagegen, welche besonders als Augengranit entwickelt sind, sind es meist gut ausgebildete Leisten sowie Linsen von bis über 12 cm Länge, die kleine makroskopische Einschlüsse von Biotit und Hornblende oder Chlorit führen und stark zerrissen und zerspalten sind mit oft gegeneinander verschobenen Krystallstückchen. Von akzessorischen Gemengteilen führt der Granit Hornblende und Titanit in makroskopischer (und mikroskopischer) Ausbildung, und zwar namentlich in den schlierigen Partien, sowie Granat. Dazu treten noch (mikroskopisch) Zirkon und Apatit, letzterer in nadeligen Einschlüssen im Quarz; während makroskopischer Chlorit als Umwandlungsprodukt des Glimmers erscheint. Der Granit ist in der Regel stark verwittert, und zwar besonders durch den braunen Glimmer, und er zerfällt oft zu sandigem Grus. Ein Stück von frischem Granit („Biotitgneis“) lieferte unter dem Mikroskop Quarz, farblos und wasserklar; der trikline Feldspat, der weit häufiger erschien als der monokline, war ebenfalls sehr frisch und klar und zeigte polysynthetische Zwillingsbildung und oft auch zonaren Bau. Der Orthoklas war etwas trübe. Biotit stark pleochroistisch, etwas grüne Hornblende; ziemlich häufig waren kleine Kryställchen von Zirkon.

Stellenweise geht der Flasergranit in eine feinkörnige bis dichte, grauliche, adinolartige Masse über, die lokal zu einem etwas gelblichen und immer noch harten grauackelähnlichen Gestein mit tonigem Geruch verwittert, das kleine Limonit-

würfelchen pseudomorph nach Pyrit führt. Dieselben ziemlich entwickelten Gesteine treffen wir auch in einer Schiefergraniteinlage des Flasergranites (bei der Stadt). Das Innere der Zone bildet ein grünlichgraues, dichtes, hartes und splittriges Adinolgestein (u. d. M. „vermutlich Adinole“) mit helleren, weißlichen Flecken und so feinkörniger Textur, daß selbst mit der Lupe keine Bestandteile zu identifizieren sind. Es besteht mikroskopisch aus etwas trüber, grauer, sehr feinkörniger und nur ziemlich schwach auf das polarisierende Licht reagierender Grundmasse und aus Körnern von Quarz und Feldspat, sowie jedenfalls amorpher Kieselsäure, zuweilen auch mit etwas Chlorit gemengt. In dieser Grundmasse liegen sehr viel verschiedenen große Körner von farblosem und klarem Quarz oder Quarzaggregat sowie von Feldspat, der aber mehr oder weniger getrübt erscheint. In den äußeren Partien der Zone geht dieses Gestein in ein grauwackenartiges („Gruuwacke“), durch Eisenoxydhydrat etwas gelblich gefärbtes und schalig sich absonderndes über, in dessen harter, dichter Masse nur Körner von Quarz erkennbar sind. Im Dünnschliff besteht es hauptsächlich aus kleinen, eckigen Bruchstücken von Quarz oder Quarzaggregat, vereinzelt auch etwas Feldspat. Diese Körner werden durch eine feinkörnige Masse verkittet, die ebenfalls zum größten Teil aus fein verteiltem Quarz besteht, dazu auch etwas glimmerige Substanz und vereinzelt Krystalle von Magnetit, in der Verkittungsmasse auch das gelbliche aus Eisenhydroxyd bestehende Pigment enthält. Ferner schließt der Flasergranit dunkle, scharf dadurch sich abhebende Nester aus dichtem, splittrigem Hornstein ein, von dem ein Schliff aus grauen Körnchen von Quarz und vereinzelt Kryställchen von Pyrit u. d. M. eckige und rundliche Bruchstücke von Quarz und Quarzaggregat zeigte, die durch eine trübe, grau aussehende Masse verkittet waren. Diese Masse bestand wohl im wesentlichen aus Kieselsäure (Opal), enthielt aber körnige Partien von Kalkspat und auch etwas feinfaserige Glimmeraggregate. In ähnlichen Hornstein gehen auch größere Adinole-Vorkommen, wie bei Pyrgos (Ypsili), so daß hier ein allmählicher Übergang vom grobkörnigen Flasergranit zum dichten Hornstein besteht. Es handelt sich daher bei allen diesen Gesteinen wohl um örtliche Modifikationen des Flasergranites. Zwar ist das Adinole-Vorkommen von Pyrgos teilweise dunkelgrau gefärbt und an der Grenze mit den lichten Adinolepartien dunkel gefleckt und geflammt; diese dunklen Färbungen rühren von Lösungen her, die wohl von der unmittelbar nahen Diabas-eruption stammen. Auch zeigt die Mikroskopie einer Probe

von den lichten Adinolepartien, daß sie nicht unähnlich ist der früher beschriebenen Adinole am Kontakt mit einem Leukophyruptzen (S. 143) (also einem unzweifelhaften Kontaktprodukt durch den letzteren) und besteht aus unregelmäßig begrenzten Körnern von Quarz und Plagioklas, die in einer sehr dichten, felsitartigen Grundmasse liegen, welche stellenweise etwas Kalkspat und ganz vereinzelt Zirkon enthält. Da aber dieselben Adinolbildungen auch an anderen Stellen, fern von jedem Diabas, im Flasergebiet und zwar namentlich innerhalb von schlierigen Ausbildungen des Granites (Chlorit-Granit, s. unten) vorkommen, so müssen sie als strukturelle Modifikationen des Flasergranites in allen Fällen angesehen werden. Am Rande der Bruchzone von Engarés nimmt der Flasergranit, wie schon erwähnt, vielfach ein verdichtetes, etwas verkieseltes Aussehen an, auch zeigt er in Stylída, an der Grenze mit den Sedimenten, dichte, grünschieferartige Übergänge in kleinem Maßstab oder führt kleine Einlagen aus solchen. Eine Probe von letzteren, die weiße rundliche Feldspatpartien aus dem Muttergranit enthielt („grünschieferartige Einlagerung im Feldspatgneis“), ergab folgendes u. d. M.: Die weißen Partien bestehen teils lediglich aus Plagioklas mit Zwillingslamellierung, teils aus einem Feldspatquarzmosaik. Die dichte Grundmasse wirkt nur schwach auf das polarisierende Licht mit Ausnahme der massenhaft darin zerstreut liegenden winzigen kleinen Körnchen und Leistchen, die zum Teil Glimmer sind, zum großen Teil aber auch Epidot. Nicht selten finden sich Körner, die den charakteristischen Pleochroismus des Tullit bzw. Piemontit zeigen und jedenfalls einem dieser beiden Mineralien angehören. Außerdem kommen brauner Biotit, Körner von Titanit und Kryställchen von Zirkon vor. — Kleine Quarzeinlagerungen sind im Flasergranit häufig.

Daß der Flasergranit ein echtes Durchbruchgestein, nicht etwa ein Paragneis ist, dafür habe ich schon seine durchgreifende Lagerung und sein Gangfolge hervorgehoben. Letzteres durchsetzt den Granit und sein Nebengestein in Form von schmalen Adern und Gängen, die sich vielfach durchkreuzen, sowie in kleinen Putzen und unregelmäßigen Formen. Es besteht aus einer teils aplitischen (feinkörnigen), teils pegmatitischen (grobkörnigen), meist aber gemischten Masse aus inniger Verwachsung von Quarz und Feldspatkörnern, die glimmerarm bis -frei und turmalinfrei ist. Seltener besteht das Gefolge aus reinem Quarz. Eine Probe aus der ersteren („Granulit“), weiß, feinkörnig, mit zahlreichen Feldspatindividuen, zeigte u. d. M. größere Körner von wasserklarem Quarz und

etwas Orthoklas, verbunden durch ein feinkörniges Aggregat derselben beiden Mineralien. Schriftgranitische Verwachsung beider kam vor. Dazu trat nun noch in ganz untergeordneter Menge etwas dunkelgefärbter Glimmer auf und kleine Kryställchen von Zirkon. Was die durchgreifende Lagerung des Granites betrifft, so ist dieselbe längs der diesen im Osten abschließenden krystallinen Schichtenmulde meist durch den Gebirgsdruck verwischt, infolgedessen scheinen die dicken Granitbänke konkordant unter die letztere einzufallen (Profil IV). Doch schließen wir auf ein Durchgreifen durch die weit geringere Mächtigkeit der schiefrigen Granithülle, die der Granit nördlich dieses Profils (am Eingang des Thaläläos-Beckens) annimmt, und die wohl nicht etwa von Auskeilen der Schieferfülle herkommt.

Aber auch andere Erscheinungen sprechen für die echt eruptive Natur des Flasergranites, so zunächst seine Homogenität durch seine ganze Masse hindurch (abgesehen natürlich von seiner bald zu besprechenden schlierigen Ausbildung). Dann geht die parallele Textur des Granites bisweilen mehr oder weniger verloren, und alsdann haben wir es mit einem verworren bis fast rein körnigen Granit zu tun. In anderen Fällen büßt derselbe seine Bankung mehr oder weniger ein und nimmt so einen eher massigen Charakter an, wenn auch die parallele Textur im Innern des Gesteins bestehen bleibt. Ferner führt der Granit sehr häufig kleinere und größere Kugeln und eiförmige Körper von einigen Dezimetern bis einige Meter im Durchmesser sowie abgerundete Linsen von etwas anders beschaffenem Flasergranit, welche wohl als Schlieren zu deuten sind. Das sind nämlich Gebilde von recht grobkörnigem, schön porphyrartig entwickelten, verworren bis nahezu körnig struierten, mehr oder weniger chlorit-, titanit- und hornblendeführenden Flasergranit, bei denen der sonst bräunliche, verwitternde Biotit schwarz und frisch ist, und die selbst bei größerer Mächtigkeit der Linsen (z. B. etwa 6 m) massig, d. h. ohne jede Bankung bleiben und durch allmählichen Übergang mit dem Muttergestein, dem gewöhnlichen Flasergranit, zusammenhängen, dagegen von ihm geschieden sind durch dünne, zwiebelartig konzentrische und sich nach außen mehr und mehr verlierende Schalen, die wohl durch Kontraktion des sich abkühlenden Schlierenmagmas entstanden. Die gut ausgebildeten porphyrischen Feldspatleisten der Schlieren treten oft scharenweise auf (z. B. über 20 Stück auf einer Fläche von 20×20 cm), und dabei sieht man, daß ihre Achsen der Schieferungsebene der Schlieren, das ist derjenigen des Muttergranites, nicht immer parallel laufen, sondern sie oft

in beliebigen Winkeln schneiden. Bei manchen Schlieren kann man auch die Beobachtung machen, daß die mineralischen Elemente der Schalen nicht immer nach den Umrissen derselben geschiefert sind, sondern nach einer bestimmten Ebene, das ist die Schieferungsebene des Granites und der Schlieren, die in einem beobachteten Fall O—W läuft, was auf Druckwirkungen hindeutet, die nach der Erkaltung des Granites tätig waren. Schlieren aus reinem Hornblendegranit habe ich nicht getroffen, wohl aber sammelte ich Bruchstücke von einem schlierig beschaffenen Flasergranit, bei dem das dunkle Element ausschließlich aus Chlorit (nebst etwas Epidot) bestand, den ich für ein Umwandlungsprodukt der Hornblende hielt. Nach der Mikroskopie dieses grobkristallinen Gesteins („granitisches Gestein“) aus weißem Feldspat, grauem Quarz und grünem Chlorit aber sollte letzterer wohl ein Umwandlungsprodukt der Hornblende darstellen. Dieses Gestein zeigte u. d. M. ausgezeichnete Kataklaststruktur, indem sowohl Quarz als auch Feldspatkörner an vielen Stellen in eine Masse kleiner eckiger Bruchstücke zerquetscht waren. Solche Partien saßen linsenförmig zwischen der körnigen Gesteinsmasse. Der Feldspat war meist trüber Orthoklas, der Quarz farblos und klar, der grüne Chlorit „wohl ein Umwandlungsprodukt von ursprünglichem Biotit“. Als weitere Gemengteile traten keilförmige Krystalle von Titanit, kleine Kryställchen von Zirkon sowie Nadeln von farblosem Apatit auf. Später traf ich große und kleine schlierenartige Massen von Flasergranit, oft in adinolartige übergehend, bei denen der Biotit ganz durch Chlorit versetzt war (Chlorit-Granit). Auch lieferte ein weiteres Schlierenstück („Gneis“), an dem man mit dem bloßen Auge große weiße Feldspatindividuen, Körner von Quarz und ein grünliches glimmeriges Mineral erkennt, folgendes u. d. M.: „Der Quarz erscheint farblos und klar, er erhält Einschlüsse und Nadeln von Apatit; die Feldspatindividuen sind Orthoklas und sind ziemlich frisch; außerdem kommt auch ein ganz trüber und stark verwitterter Feldspat vor, an dem stellenweise noch Zwillingslamellierung zu sehen ist, so daß also Plagioklas vorliegt. Der glimmerige Bestandteil ist vielleicht ursprünglich Muscovit (eher Biotit, S. P.) gewesen; ist jetzt aber fast ganz in blaßgrünen Chlorit umgewandelt. Vereinzelt kommen große Krystalle von Titanit (keilförmig) und kleine Körner von Zirkon vor. Als Zersetzungsprodukt findet sich ziemlich viel Kalkspat.“ — Chloritische Substanz erfüllt auch die zahlreichen feinen Risse und Sprünge von Granitschlieren und erteilt ihnen so eine grünliche Färbung von der Ferne.

Dadurch sowie durch ihren großen Widerstand, heben sich die Schlieren auf Steinbrüchen gegen den leicht verwitternden, graulichen Muttergranit scharf ab, und bei vollständiger Entfernung des letzteren bleiben die Schlierenkugeln und -eier zurück, frei auf den Berggehängen herumliegend, während die größeren Linsen als harte Lagen herausragen. Dabei kommt es auch manchmal vor, daß an steilen Gehängen die Schlieren aus ihrer Lagerstätte herausfallen, und es hinterbleibt dann ein halbkugel- oder halbeiförmiger Hohlraum, mit konzentrischen Schalen umgrenzt.

Es ist noch zu bemerken, daß die Schlieren und der Granit kleine dunkelgefärbte und daher gegen ihre Lagerstätte abstechende Gebilde einschließen, die feinkörnig und parallel struiert sind und entweder metamorphosierte Bruchstücke des Nebengesteins oder auch örtliche Konzentrationen darstellen. Teils stehen sie in losem Zusammenhange mit ihrer Lagerstätte, in welcher sie als plattenförmige Körper erscheinen, teils sind sie fest mit ihr verwachsen, ohne bestimmte Form. Ein Handstück aus den ersteren Gebilden, das makroskopisch aus Feldspat und schwarzem Biotit bestand („gneisähnliches Gestein“), zeigte im Dünnschliff als wesentlichen Gemengteil Feldspat (sowohl Plagioklas als Orthoklas) in zum Teil großen Individuen, dann akzessorisch Körner von Titanit, kleine Kryställchen von Zirkon, vereinzelt hellgrüne Hornblende und Stückchen von Turmalin, dies alles in einem Bindemittel, das aus Lamellen oder filzig verwebten Fasern von Biotit bestand, der zahlreiche Einschlüsse von Apatit und Zirkon beherbergte, und aus feinkörnig struierter Quarzmasse. Ein anderer Schliff aus den fest verwachsenen, etwa faustgroßen Gebilden vom Aussehen eines feinkörnigen, schwach schiefrigen Biotitgranites aus weißem Feldspat und schwärzlichbraunem Glimmer („Biotitgneis“) ließ u. d. M. farblosen Quarz, farblosen Feldspat (Orthoklas, Plagioklas), dazu braunen Biotit und etwas hellgrüne, strahlige Hornblende, grauen, rauh aussehenden Titanit und einen ziemlich großen Krystall erkennen, der nach seinem eigenartigen Pleochroismus als Piemontit angesehen werden kann.

Bezüglich der parallelen Textur des Flasergranites kann nicht entschieden werden, ob dieselbe von nachträglich zur Graniteruption erfolgten Gebirgspressungen herkommt, oder ob sie nicht vielmehr durch Piezokrystallisation entstand, also aus einem ursprünglichen Gebirgsdruck, der die Graniteruption selbst veranlaßte. Leider ist die wahre Gestalt des Flasergranites an der Oberfläche versteckt durch das Meer, auch ist

derselbe frei von Schiefer- und Marmoreinlagen — Umstände, aus welchen man vielleicht Anhaltspunkte zur Lösung dieser Frage gewinnen könnte, wie sie sich beim Schiefergranit darbieten. Immerhin hat die Annahme einer Piezokrystallisation mehr für sich, und zwar aus Analogie mit dem Schiefergranit, bei welchem sie wichtige Stützen hat, wenn wir erwägen, daß beide Granite räumlich sehr eng miteinander verknüpft und gemeinsam gefaltet sind, und daß infolgedessen ihre Eruptionen wahrscheinlich zeitlich nicht sehr weit voneinander stehen; ja es ist möglich, daß sie derselben älteren Bewegung angehören, und zwar zwei verschiedene Paroxysmen eines langandauernden Faltungsprozesses darstellen.

Der Flasergranit hat keine Injektion in seine Schieferhülle, wie der Schiefergranit bei der seinen, hervorgerufen, wohl aber dürfte er kontaktmetamorph auf die krystalline Schichtserie eingewirkt haben, worauf wir noch zurückkommen werden.

Es sei endlich erwähnt, daß der Flasergranit schmale Adern von einem arkoseartigen Trümmergestein führt, das makroskopisch aus Quarz und Feldspat, mikroskopisch aus stark zertrümmerten und wieder miteinander verkitteten Stücken von Quarz und Feldspat (Orthoklas und Plagioklas), braunem Glimmer (Biotit), zum Teil in grünen Chlorit umgewandelt, und reichlichem Titanit besteht, der in rauh aussehenden Körnern auftritt und zuweilen deutlichen Pleochroismus zeigt. Des Amphibolitganges, der den Flasergranit am Westrand des Thaläläosbeckens durchsetzt, habe ich schon gedacht, und der Vollständigkeit wegen füge ich hinzu, daß der Flasergranit noch von einem OSO streichenden, bis etwa 1,5 m mächtigen Quarzgang bei der Stadt durchzogen wird, in dessen Hohlräumen schöne Baryttafeln aufsitzen, und es wäre von Interesse zu untersuchen, inwiefern dieser Gang mit den Baryt-Eisenglanz-Gängen von Myconos in Beziehung steht; diese führen Linsen von silberhaltigem Bleiglanz (und Carbonat), welche eine Zeitlang zu sehr gewinnbringendem Abbau Anlaß gegeben haben (Länge der Gänge von Myconos ca. 4 km; Streichen NW zu WNW, Fallen NO).

Was nun den Schiefergranit anlangt, so ist er auch wie der Flasergranit ein in der Regel parallel bis ausgezeichnet schiefrig struiertes und bankig abgesondertes Gestein, das aus einem innigen, bisweilen schichtgranitartigen Gemenge von vorwaltendem Feldspat (zumeist Orthoklas) und einschlußreichem Quarz besteht, worin die eingestreut liegenden Glimmerschüppchen meist nach einer bestimmten Richtung orientiert sind. Im übrigen aber weichen beide Granite in ihrer Be-

schaffenheit ab. So ist der Schiefergranit, im Gegensatz zum grobkörnigen und porphyrtigen Flasergranit, feinkörnig, auch zum mittelkörnigen, und seltener treten hier und da größere Feldspat-Augen auf, die aber die Struktur des Gesteins nicht weiter beeinflussen. Ferner gesellt sich zum Biotit meist, was beim Flasergranit nicht der Fall zu sein scheint, Muscovit in größerer oder geringerer, bisweilen in überwiegender Menge, wodurch der reine Biotitgranit gewöhnlich zum Zweiglimmer-, seltener zu reinem Muscovitgranit wird, und dementsprechend scheint wohl auch das Verhältnis des Plagioklases beim Schiefergranit geringer als beim Flasergranit zu werden. Auch in die charakteristischen Übergangsteilen erstreckt sich die Abweichung der beiden Granite, indem der Schiefergranit Turmalin (der beim Flasergranit fast zu fehlen scheint), schon makroskopisch, und viel roten Granat führt. Dem gegenüber scheint die dem Flasergranit in den schlierigen Partien charakteristische Hornblende zu fehlen, und nur am Kontakt des Schiefergranites mit seinen Marmorlagen tritt sie oft auf, teils als reichlicher Gemengteil des Granites, teils in Form von kleinen Aggregaten im Marmor, worauf ich noch zurückkommen werde. Weitere Accessoria des Schiefergranites sind, mikroskopisch, Apatit, Zirkon, Magnetit, auch Titanit¹⁾, der, wie wir sahen, in weit größerer Häufigkeit die schlierigen Partien des Flasergranites makroskopisch charakterisiert. Es sei hier nun die mikroskopische Analyse von einigen Schiefergranitproben aufgeführt. Ein typisches Biotitgranitstück („Granitit“) aus dem Nordostrand der Granitellipse, ziemlich feinkörnig, mit verworrener Textur, war aus gelblichem Quarz, weißem und gelblichem Feldspat und schwarzem Biotit zusammengesetzt und zeigte im Dünnschliff beim Quarz die Eigenschaften des gewöhnlichen granitischen Quarzes: wasserklare Einschlüsse, darunter Flüssigkeitseinschlüsse, und ziemlich viel nadelförmige Krystalle von Zirkon. Der Feldspat war meist Orthoklas, doch kam auch gestreifter Plagioklas vor. Vereinzelt fanden sich Körner von Apatit. Ein zweites ebenfalls typisches Stück aus dem Westrand der Ellipse mit ausgesprochener Paralleltexur bestand aus weißem Feldspat, gelblichem Quarz und schwarzem Glimmer („Granit oder granitischer Gneis“) und zeigte u. d. M.: Quarz, farblos oder durch massenhafte winzige Einschlüsse getrübt; auf den Sprüngen feine Häutchen von gelbem Eisenhydroxyd; Orthoklas, zuweilen

¹⁾ FIEDLER erwähnt auch makroskopischen Titanit. (Reise durch alle Teile des Königreichs Griechenland, II, 1841, S. 312.)

in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz; Plagioklas sehr spärlich, braunen Biotit, ganz vereinzelt weißen Muscovit, zum Teil in regelmäßiger Verwachsung mit Biotit; Turmalin in unregelmäßig begrenzten Körnern, blau oder blau und bläulich; Krystalle von Titanit vereinzelt; kleine Prismen von farblosem Apatit. Ein weiteres, weniger verbreitetes und sehr feinkörniges Gestein aus der Wechsellagerung von Schiefergranit mit injizierten Schiefen im NW der Ellipse, bei dem mit der Lupe Quarz und davon durch die Spaltbarkeit sich unterscheidende Feldspatkörner, dazu größere Körnchen zu sehen waren („granulitähnliches Gestein, aber ohne Granat“) ergab im Dünnschliff Quarz und Feldspat farblos und klar; der Quarz zeigte meist undulöse Auslöschung; der Feldspat war teils Orthoklas, teils Plagioklas mit polysynthetischer Zwillingsbildung. Sehr reichlich trat Biotit auf in schmutziggrauen Körnern, bunt polarisierend; auch Titanit in meist kleinen, keilförmigen Kryställchen grau und mit starkem Relief hervortretend, war häufig. Eine letzte, wiederum typisch, geschieferte Probe, diesmal genommen aus einer starken Schiefergraniteinlage, die der Flasergranit unweit östlich der Stadt einschließt, ein glimmerarmer Zweiglimmergranit („Zweiglimmergneis“), bei dem makroskopisch Körner von fettglänzendem Quarz, deutlich spaltbarer Feldspat und Blättchen von Glimmer, meist braunschwarzem Biotit, weniger hellem Muscovit zu erkennen waren, ergab folgende mikroskopische Analyse: Der Quarz bildet farblose Aggregate von stark ineinander übergreifenden Körnern von wasserklarer Beschaffenheit; als Einschlüsse darin häufig Blättchen von braunem Glimmer, Körnchen von Zirkon, Nadeln von Apatit und zahlreiche, äußerst feine Nadeln, die auch bei sehr starker Vergrößerung als schwache gerade Linien erscheinen. Der Feldspat ist trübe, meist Orthoklas, doch auch Plagioklas mit Zwillingslamellierung. Biotit in braunen Fetzen ist der überwiegende glimmerige Gemengteil, farbloser, faseriger Muscovit tritt zurück; etwas grüne, chloritische Substanz kommt vor sowie größere Körner von Apatit und von schwarzem Magnetit.

Die eruptive Natur des Schiefergranites wurde in seinem Hauptteil gänzlich verkannt¹⁾. Da er nämlich, wie gesagt, in

¹⁾ Es ist bezeichnend, daß die älteren Geologen, BOBLAYE und VIRLET, und FIEDLER den Schiefergranit von Naxos als Granit, nicht als Gneis, zum Teil wenigstens, kennzeichnen. Besonders interessant ist folgende Auffassung FIEDLERS über den Bau der Insel: „Geognostisch kann man Naxos als einen großen Gebirgsstock betrachten, der aus Granit besteht, welcher sich am höchsten im nördlichen Teil der Insel hebt. Seine Seiten sind mit Gneis und Glimmerschiefer, die Höhen aber mächtig mit weißem Urkalk bedeckt.“ (Reise, II, S. 291).

der Regel lakkolithartig, also konkordant aus der Basis der untersten Schichten der krystallinen Serie heraustritt, deren Faltungen mitmacht und überdies mit Marmor- und Schiefer-(Metagneis-)Einlagen wechsellagert, so wurde er für Urgneis gehalten, das tiefste Glied der krystallinen Urschichten. Die nähere Untersuchung aber ergibt eine Reihe von Winken und Beweisen, an deren Spitze die vielfach konstatierte durchgreifende Lagerung des Granites in bezug auf sein Nebengestein, die die eruptive Natur desselben außer Frage stellen. Zunächst gibt zu denken die Homogenität des Granites (von Varietäten natürlich abgesehen), nämlich der geschlossene Gesteinscharakter durch die ganze, auf mehrere 10 von Quadratkilometern in der Horizontalen und Hunderte von Metern in der Vertikalen aufgeschlossene Granitmasse, im Gegensatz zu der Ungleichartigkeit der Schiefer, die nach beiden Richtungen einen wechselnden petrographischen Charakter zeigen. Dann ist unser Gestein, was wir auch beim Flasergranit beobachteten, nicht immer parallel oder schiefrig struiert (bei solchen Texturen sind selbst nicht immer alle Glimmerblättchen orientiert), sondern es weist oft eine verworrene, bisweilen auch rein körnige Struktur auf. In diesen Fällen haben wir einen typischen, mehr oder weniger körnigen Granit vor uns, selbst nach der Bestimmung aus Handstücken, wie wir im vorstehenden bei der Dünnschliffbeschreibung sahen, — wenn auch die Bankung äußerlich bestehen bleibt. Umgekehrt kann oft letztere verschwinden bei erhaltener innerer Paralleltextur, das Gestein nimmt dann einen massigen Charakter an, so am erwähnten Berge von Apáno Kástro, wo man auf mehrere Meter Tiefe keine Bankung mehr wahrnimmt. Dabei verwittert es mehr oder weniger schalig, oft mit polyedrischer Absonderung und auch Felsenmeerbildung. Dieser massige Charakter zeigt sich in den inneren Partien der Granitellipse, gegen ihren Rand aber orientiert sich der Granit zu Bänken mit ausgesprochen schiefriger Textur, welche vielfach mit Metagneiseinlagen wechsellagern, die schließlich im Westen in dünnstiefrigen Glimmerschiefer übergehen. Das ganze Schiefergranitgebiet bietet jedoch nackte, felsige, aber malerisch gehauene Berge, die in schönem Landschaftskontrast gegen die sanften Gehänge der schiefrigen Granithülle abstecken, nach welchen hin der rauhe Charakter der Formen sich allmählich verliert. Wir beobachten ferner eine Art von Randfacies des Granites, indem wie am Ost- und Südrand der Ellipse der sonst braune Biotit eine sehr dunkle Farbe bekommt und infolge seines reichlichen Vorhandenseins dem hellen Gestein eine dunkelgraue Färbung erteilt. Ein Schliff dieses

Gesteins vom Südrande („Biotitgneis“), das aus weißen Körnern von Quarz und Feldspat und schwarzen Glimmerblättchen bestand, ergab folgende Analyse u. d. M.: „Quarz wasserklar, mit wenig Einschlüssen: Feldspat etwas trübe, sehr reichlich, sowohl Orthoklas als Plagioklas mit Zwillingslamellierung, die Lamellen auch nach zwei Gesetzen eingelagert. Biotit von außerordentlich dunkler Farbe; außerdem ein grünes, glimmerähnliches Mineral, vielleicht Chloritoid; unregelmäßig begrenzte Körner eines stark lichtbrechenden, daher mit rauhem Relief hervortretenden Minerals mit schwachem, aber deutlichem Pleochroismus, gelblich bis schwach violett, vermutlich Axinit; farblose Körner von Apatit und kleine Kryställchen von Zirkon sind häufig.“ Aber auch basische Putzen schließt der Schiefergranit ein, von denen ich einen am Kontakt des Granites mit dem Schiefer am Westrand der Ellipse antraf (Profil II und III) und aus einem anderen lose Stücke nahe am Ostrand der Granitellipse sammelte. Der erste Putzen, bis einigemal 10 Meter mächtig, besteht aus einem körnigen und geschiefertem Olivingestein aus ölgrünem Olivin, blaßgrüner Hornblende, bronzeschillerndem Bronzit, schwärzlich grünem Pyroxen und weißem Muscovit. U. d. M. läßt dasselbe erkennen: farblosen, wasserklaren Olivin, farblose Hornblende (Tremolith), deren Schnitte senkrecht zum Prisma deutlich die beiden Spaltbarkeiten mit dem Winkel von ca. 140° zeigen; farblose Lamellen von Muscovit, oft gebogen. Bronzit mit bräunlichen Einschlüssen, Diopsid und schwarze Oktaederchen, opak, aber vermutlich Pikotit, nicht Magnetit. Es verwittert zu einer serpentinischen Masse mit Einstellung von größeren Chloritschuppen zunächst und wird von weißen und hellgrünlichen Adern durchzogen aus glimmerigem Kalkstein, äußerst dicht, splitterig brechend und zahlreiche, z. T. silberglänzende, z. T. messinggelbe Glimmerblättchen enthaltend, er ist u. d. M. aus sehr kleinen Kalkspatkörnern zusammengesetzt, zwischen denen zahlreiche und öfters große hellgefärbte bis farblose, lebhaft bunt polarisierende Glimmerlamellen liegen. Die lose gesammelten Stücke bilden ein zuckerkörniges, geschieftes Olivingestein aus gelblichen Körnern von Olivin, grünem Pyroxen mit deutlicher Spaltbarkeit und kleinen schwarzen Körnchen eines Spinells. Im Dünnschliff erkennt man farblosen Olivin mit unregelmäßig verlaufenden Sprüngen, rhombischen Pyroxen-Bronzit mit den charakteristischen Einlagerungen und gerader Auslöschung und einen monoklinen Pyroxen-Diopsid mit scharf und gerade verlaufenden Spaltungsrissen; die makroskopisch schwarz erscheinenden Körner werden mit brauner Farbe durchsichtig

und gehören dem Pikotit an. Es liegt hiernach ein „Iherzololithartiges Gestein“ vor.

Des weiteren begegnen uns Kontakterscheinungen, und zwar im nordwestlichen Rand der Granitellipse. Hier ist die Schieferhülle, nach außen ein dünnschieferiger Biotitschiefer, mit zahlreichen, meist in der Längsrichtung der Hüllzone in Zügen neben- und hintereinander angeordneten Schiefergranit- und Pegmatitgängen, welche den Biotitschiefer vielfach in ein hellgrünliches, dichtes und geschiefertes Gestein umgewandelt haben, bei dem makroskopisch keine Gemengteile zu erkennen sind, und das nach der mikroskopischen Analyse als ein „Augitschiefer oder Augit-Skapolithgestein“ anzusehen ist, bestehend aus einem farblosen Gemenge von Quarzkörnern, denen spärlich etwas Feldspat beigemischt ist, und aus Körnern und körnigen Aggregaten von Augit, dazwischen vielen kleinen keilförmigen Krystallen von Titanit und schwarzen Körnern von Magnetit. Der Skapolith erscheint in größeren farblosen Körnern mit deutlicher Spaltbarkeit und sehr lebhaften Polarisationsfarben. Auch etwas Serizitschiefer tritt wohl in derselben Zone auf. Fernerhin wird der Schiefergranit von zahlreichen, oft lagerartigen Gängen und Adern von Turmalin-Pegmatit, auch von Quarz durchzogen, die das Gangfolge des Granites ausmachen und weit ins Nebengestein hineindringen. Auf diese letzteren werden wir später zurückkommen. Was die Pegmatite im Granit betrifft, so haben sie verschiedene Dimensionen und Streichrichtung, sind unregelmäßig gebaut und führen wenig Glimmer (meist Muscovit) sowie roten Granat. Im Südteil der Granitellipse traf ich einen Pegmatitgang mit reichlichem Muscovit, zum Teil in gut ausgebildeten Krystallen und häufig mit Beryll in ziemlich großen, meergrünen, hexagonalen Prismen sowie mit Titanit. Das bald grobkörnige („Pegmatit“), bald etwas schwach geschieferte („Muscovitgneis“) Gestein aus Muscovit, weißem Feldspat und grauem Quarz, bei dem mit der Lupe vereinzelt schwarze Kryställchen von Granat und honiggelbe von Titanit zu erkennen waren, zeigte in dem ersteren Stück auch u. d. M. keine anderen Gemengteile. Der Quarz war wasserklar und reich an Einschlüssen; der Feldspat war etwas trübe und zeigte meist Zwillingslamellierung, war demnach größtenteils Plagioklas; farbloser Muscovit war sehr reichlich vorhanden und zuweilen innig verwachsen mit Quarz und Feldspat. Bei dem zweiten Schriff desselben Gesteins kamen u. d. M. in allen diesen Mineralien als Einschlüsse kristallographisch scharf begrenzte Nadeln von Zirkon vor, die zuweilen auch von gelben pleochroitischen

Höfen umgeben waren. Vereinzelt traten schwarze opake Aggregate von Magnetit auf. Im südlichen Teil der Granitellipse kommen außerdem glimmerarme bis -freie, turmalinlose in kleinen Adern, ähnlich denen des Flasergranites, vor.

Einen weiteren Beweis der eruptiven Natur des Schiefergranites liefert die unverkennbare Injektion, die derselbe auf seine Schieferhülle hervorrief, infolge deren er die letztere in eine Zone von injizierten Schiefen rund um die Granitellipse herum verwandelte, worauf ich später zurückzukommen habe.

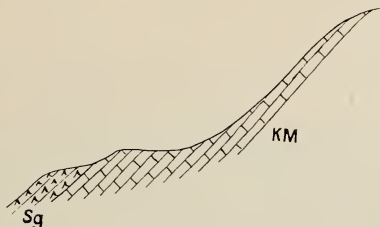


Fig. 6.

Profil am Südfuß des Bolibàs.

Sg = Schiefergranit. KM = Marmor der Komiaki-Stufe.

Einen letzten, fast unausbleiblichen solchen Beweis bietet das vielfach beobachtete Durchgreifen des Schiefergranites sowohl durch seine Gesteinshülle als auch durch die Lagen aus dem Nebengestein, die er einschließt. Besonders schön sehen wir den ersteren Fall bei Phaneroméni, am Westrand der Granitellipse, wo der Granit seine Schiefer- und Marmorhülle senkrecht zu deren Schichtstreichen durchschneidet und sich so über dem dortigen Feld ausgebreitet findet, sowie am oberen Ostende der Talschlucht tou Kanná am Nordostrand der Ellipse, wo der Granit die untersten Stufen der krystallinen Schichtserie durchbricht (s. Karte). Da der Granit auch am Westrand, etwa bei Mélanes, die krystallinen Schiefer durchbricht, drängt er auf der nordwestlichen Umrißhälfte der Granitellipse die unteren Gesteinsschichten zurück, die so als Einlagen im Schiefergranit erscheinen, und kommt auf diese Weise hier in Berührung mit dem Schiefer der Komiaki-Stufe. Sehr eigentümlich ist der Durchbruch des Granites durch die Marmorlagen, die er einschließt. Die stärkste davon, die samt den darin eingelagerten Granitzonen über 200 m mächtig ist, breitet sich über die Berge von Bolibàs und Kotzinàs¹⁾ in NNO—SSW-Richtung

¹⁾ Eigentlich Zas, wie mancher Berggipfel auf Naxos heißt.

aus. Ihre auf dem Kopf stehenden dicken und grobkörnigen Bänke sind bis zur Fächerstruktur zusammengepreßt, und am Liegenden derselben beißt zu beiden Seiten der Fächermulde injizierter Schiefer der untersten krystallinen Stufe aus (Profile II und III; Fig. 5). Schon die Unregelmäßigkeit der in dieser Marmoreinlage eingeschalteten Schiefergranitzone verrät einen Nachschub der letzteren, nicht etwa eine normale Wechsellagerung beider Gesteinsarten. Am Südfuß von Bolibàs und am Nordfuß von Kotzinàs verschwindet nun der Marmor auf einmal in seiner ganzen, viele Meter messenden und W—O, also senkrecht zum Muldenstreichen gerichteten Breite, als wäre er in dieser Richtung horizontal abgeschnitten, und macht dem Schiefergranit Platz, dessen Bänke nämlich die natürliche Fortsetzung der

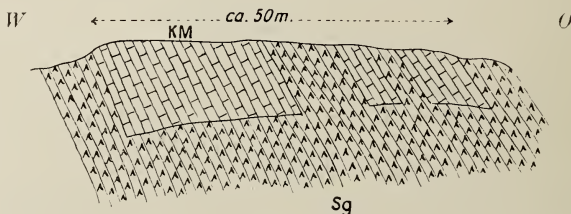


Fig. 7.

Profil am Berge Nyphiótissa.

Sg = Schiefergranit. KM = Marmor der Keramoti-Stufe.

Marmorbänke übernehmen, welche letztere unter dem Granit, so mit südlichem (SSW-) Fallen am Südfuß von Bolibàs, verschwinden (Fig. 6, im Vergleich mit Profil II und III). Es liegt also kein Auskeilen, aber auch keine horizontale Verschiebung der Marmoreinlage vor, und das Verhältnis ist einfach ein Durchgreifen des Granites durch die Einlage, und wir müssen uns alsdann denken, daß der Granit einst die ganze Gegend von Bolibàs und Kotzinàs bedeckte, von wo er allmählich durch Erosion entfernt wurde, wie wir ja auch tatsächlich Marmorlagen im Granit vorfinden, so am benachbarten Berge von Nyphiótissa und an Kóronos (Profile I, II und III), die sich noch im Stadium dieses Sichblosslegens befinden. Ähnliche Verhältnisse treffen wir bei den kleineren Marmorlagen des eben erwähnten und östlich von Bolibàs folgenden Schiefergranitberges von Nyphiótissa (Profile II und III), wo die stark östlich geneigten und NNO streichenden Marmorbänke am südlichen Vorfuß des Berges plötzlich in ihrer ganzen Breite abbrechen und ihre Fortsetzung in ihrer Streichrichtung der Schiefergranit

aufnimmt, vielfach mit injiziertem Schiefer vermengt (Fig. 7 und 8). Auch das Profil der Figur 9, beobachtet an den Westgehängen vom Kotzinàs, nördlich gegenüber von Kephali tou Bolibà, zeigt ganz klar ein Durchgreifen des Schiefergranites durch den Marmor. Noch andere derartige Lagerungsverhältnisse lassen sich am Südabhang des hohen Schiefergranitberges von Kóronos wahrnehmen, wo zwei Reihen aus einzelnen Marmorlagen mit westlichem Einfallen herunterziehen (Profil I); die Einzellagen brechen zum Teil an ihren Enden ab, und es ist klar, daß sie einst je in einer Reihe zusammenhängende Lagen bildeten, die dann vom Granitmagma zerspalten und überflutet wurden und

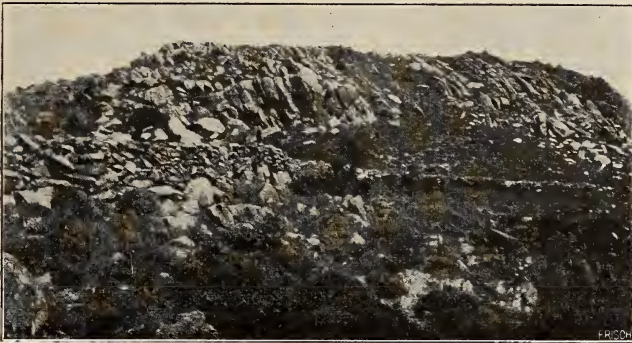


Fig. 8.

Landschaftsbild des vorigen natürlichen Profils der Fig. 7.

Hell = Marmor, dunkel = Schiefergranit usw.

nunmehr bloßgelegt sind. Oberhalb davon, beim Übergang des Passes sto strogylò Vounò zwischen Keramoti und Skepóni, wird man überrascht, oben am granitischen Gehänge eine Schar von weißen Marmorköpfen herausblicken zu sehen. Es handelt sich hier offenbar um eine weitere Einlagerung in der Tiefe, die erst jetzt anfängt, durch Abtragung seiner Granithülle an den Tag zu treten. Auf der Anhöhe oberhalb dieses Gehänges sieht man kleine Schiefergranitbuckel an der Marmordecke aufsitzen; diese Erosionsreste mögen ursprünglich in Spalten des Marmors aufgestiegen sein.

Nach alledem kann es nicht zweifelhaft sein, daß der Schiefergranit ein echter Granit ist, und es erübrigt noch die Frage, ob seine Eruption in Zusammenhang mit der ältesten Faltung des Grundgebirges steht, und wodurch der Granit seine parallele Textur bekam.

Zunächst vermögen wir über das Eruptionsalter des Schiefergranites, wie schon erwähnt, nichts Bestimmtes auszusagen. Wir können jedoch behaupten, daß er mindestens eben so alt ist wie die älteste Faltung des Grundgebirges, diejenige mit N 25° O gerichteter Achse, da der Granit an allen Bewegungen desselben Teil nimmt. Ist dem aber so, dann erhebt sich die Frage, ob denn nicht beide Vorgänge: Faltung und Eruption, in Abhängigkeit zueinander stehen.

Daß die Struktur des Schiefergranites durch die Gebirgspressungen, denen dieser nach seiner Eruption unterworfen gewesen ist, mehr oder weniger beeinflußt wurde, das dürfen wir wohl, bei den wiederholten und starken Druckwirkungen, die das Grundgebirge erlitt, und denen zufolge der Schiefergranit und der Marmor bisweilen zu Grus bzw. zu Sand zermalmt

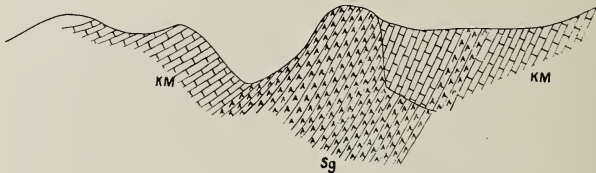


Fig. 9.

Profil am Westgehänge des Kotzinàs.

Sg = Schiefergranit. KM = Marmor der Komiaki-Stufe.

wurden, von vornherein annehmen. Aber zu dieser Annahme drängt es dann, wenn wir noch sehen, einerseits, daß die Pegmatitgänge, die doch erst nach der Erkalting des Schiefergranites erumpierten, in dessen Bänken sie quer einsetzten, oft mehr oder weniger geschiefert sind, andererseits, daß der Smirgel, der nach unserer Annahme (S. 191 ff.) der pneumatolytischen Periode der Schiefergraniteruption entstammen dürfte, häufig eine plattige, oft auch eine ausgesprochen schiefrige Textur besitzt, und daß seine Lagerstätten in jedem Fall gefältelt erscheinen. Übrigens sahen wir auch beim Flasergranit Schieferungswirkungen durch einen nach der Eruption eingetretenen Gebirgsdruck. Daß aber die Textur des Schiefergranites ausschließlich oder vielleicht selbst hauptsächlich durch solche nach der Graniteruption stattgehabten Pressungen zu erklären ist, dagegen sprechen andere Erscheinungen. So sehen wir zunächst den Schiefergranit eine langgestreckte elliptische Gestalt in der NNO-Richtung der ältesten Faltung annehmen und die Marmor- und Schiefereinlagen in demselben Granit

sich auch nach derselben Richtung ordnen (s. Karte Taf. III). Diese Verhältnisse sind aber ungezwungen erklärlich durch einen Gebirgsdruck in der Richtung O—W, der die Graniteruption veranlaßte und dem emporbrechenden Magma eine bestimmte Flußrichtung — die Faltungsrichtung — zwies. Diese Annahme wird nun dadurch bestätigt, daß wir zuweilen beobachten, daß grobkörniger und zum Teil nur schwachplattiger Pegmatit ausgesprochen parallel struierten Schiefergranit senkrecht zu dessen Bankstreichen durchsetzt. Zwar nehmen wir an anderen Stellen wahr, daß sich aus gut geschieferten und regelmäßig mittelkörnigen Pegmatiten kleine grobkörnige und nicht geschieferte Adern senkrecht zur Gang- und Schieferungsebene des Pegmatites loslösen, und es ist demnach klar, daß das mehr oder weniger körnige oder parallele Gefüge eines Ganges außer von der Größe desselben und seines Kornes auch von der Richtung seiner Achse in bezug auf den betreffenden Gebirgsdruck abhängig ist; aber in unserem Falle scheint es mir kaum annehmbar, daß der Gebirgsdruck den Granit so schön geschiefert hätte, ohne daß er auch den ihn durchsetzenden und zum Teil, wie gesagt, rein körnigen Pegmatit — selbst bei dessen senkrechter Position in bezug auf die durchschnittenen Schiefergranitbänke, was die ungünstigsten Lagerungsbedingungen zur Schieferung des Pegmatites sind — etwas tiefer in seiner Textur beeinflußt hätte. Dann aber müßte der Granit schon schiefrig gewesen sein, als ihn der Pegmatit durchbrach, und da dieser doch wohl nicht allzu lange Zeit nach der Erkaltung des Granites zur Eruption gelangte, so ist die Schieferigkeit und Bankabsonderung des letzteren durch Piezokrystallisation entstanden zu denken, also aus dem faltenden Druck, der zugleich die Graniteruption veranlaßte. Und wenn wir anderswo (so in der Umgebung von Mavrovóuni, Profil I) sehen, daß die Pegmatitzüge die gefalteten krystallinen Schichten senkrecht zu deren Schicht- und Faltungsstreichen durchsetzen, so schließen wir weiter, daß der genannte Druck noch eine Faltung des Grundgebirges vor der Pegmatiteruption bewirkt hatte. Für eine Piezokrystallisation dürfte, ferner, die im allgemeinen allmähliche Zunahme der Schieferigkeit des Granites von den inneren Partien der Ellipse, wo der Schiefergranit, und zum Teil ihre Schiefereinlagen, feingefältelt ist, nach dem Rande (besonders dem Westrand) zu sprechen, entsprechend der ungleichen Spannung in den verschiedenen Teilen des Granitmagma, das wohl am größten an der Peripherie beansprucht war, wo auch die in der schiefrigen Granithülle eingeschalteten Granitlagen und Pegmatite besonders schiefrig erscheinen.

Endlich dürfte die ganze Tektonik des Grundgebirges vielleicht für eine ursprüngliche Faltung in Begleitung der Schiefergraniteruption sprechen, wobei noch eine eigene Magmaenergie zum Ausdruck käme — was wiederum zu Piezokrystallisation führen würde. Wir sehen in der Tat die Schichten beiderseits der Granitellipse im unmittelbaren Kontakt und in der Nähe davon besonders steil aufgerichtet und bei den Marmoreinlagen im Granit lokal bis zur Fächerstruktur sogar geschnürt (Profile I, II und III). Dabei haben sich die Schichten zu beiden Seiten der Ellipse zu schiefen Falten zusammengelegt, deren Steilheit mit wachsender Entfernung von ihr im allgemeinen abnimmt, wenn dies auch zum Teil von petrographischen Gründen (Anwesenheit des starrerem Marmors in den äußeren Ostpartien) abhängt, und zwar sind die steileren Schenkel der schiefen Mulden im allgemeinen der Ellipse zugewandt. Ich erkläre diese ziemlich gesetzmäßigen Verhältnisse durch die Schiefergraniteruption, die die Schichten am Kontakt hob (Profil I) und zum Teil fältelte (Profil II, links), und die zugleich von einem faltenden Druck begleitet war, gegen den die eigene Magmaenergie zurückwirkte, seinen Effekt verstärkend, und dadurch die obige Struktur und Anordnung der Falten hervorrief. Für die eigene Energie des Magmas sprechen aber gewisse Lagerungsverhältnisse, wie die in Figur 9 dargestellten, oder das Zersprengen von Marmoreinlagen durch das Magma (Kóronos-Berg), wovon früher die Rede war, und welche durch den Gebirgsdruck allein nicht genügend erklärt werden können. — Daß bei solch energischen Druckwirkungen das Grundgebirge im Innern tief erschüttert und zerspalten wurde, versteht sich von selbst; und das zeigt auch das Ganggefolge des Schiefergranites, das überall und oft in Überfülle in die krystalline Schichtmasse eingedrungen ist. —

Der Schiefergranit nun, dessen Eigenschaften wir im vorigen kennen gelernt haben, hat zunächst eine unmittelbar zu beobachtende Kontaktwirkung auf die krystalline Schichtfolge ausgeübt, die sich in einer Injizierung der schiefrigen Granithülle äußerte und die ganze Erscheinungsweise der Serie in ihrer Krystallinität und Beschaffenheit deutet weiter darauf hin, daß sie ihre Metamorphose derselben Graniteruption verdanken dürfte, mit dem Vorbehalt allerdings, daß die Serie möglicherweise schon früher, und zwar durch den Flasergranit, wenigstens in ihren unteren Teilen, krystallin geworden war; auf diese letztere Wirkung werde ich noch zurückkommen. Um die fragliche Metamorphose durch den Schiefergranit kennen zu lernen, müssen wir nunmehr die Eigenschaften der krystal-

linen Schichtserie etwas näher ins Auge fassen. Zuvor aber wollen wir einen Blick werfen auf die Altersverhältnisse derselben.

Wir besitzen leider keinen Anhaltspunkt, um das Alter der krystallinen Schichtenfolge von Naxos und diejenige der Kykladen überhaupt sicher zu beurteilen, und nur auf Vermutungen sind wir über deren obere Altersgrenze angewiesen, die aber eine wichtige Aufklärung durch die in den letzten Jahren bekanntgewordenen Verhältnisse auf dem benachbarten Euböa gewinnt. Was speziell das kykladische Grundgebirge, von dem Naxos ja ein Bruchstück darstellt, außerhalb dieser Insel betrifft, so ist auch seine Tektonik noch wenig bekannt, und wir wissen zum Beispiel nicht, ob es sich um eine einheitliche Folge der Schichtserien handelt, oder ob Diskordanzen in ihnen vorkommen. Wenn nun PHILIPPSON von einer „mantelförmig diskordanten Umlagerung“ der „Gneise“ von Ios durch die Schiefer der „Übergangszone“ (Wechsellagerung von Gneisen und Glimmerschiefern, Quarzitschiefern und Quarzen) sowie durch die Schiefermarmorgruppe spricht¹⁾ und daraus den Schluß zieht, daß die Faltung der Gneise älter ist und in der Richtung unabhängig von derjenigen der Schiefer²⁾, so scheint es mir aus der betreffenden Schilderung — aus eigener Anschauung kenne ich freilich die Verhältnisse nicht — daß es sich vielleicht hier nicht um eine tektonische Diskordanz, sondern vielmehr um den Aufbruch einer Schiefergranitmasse (der „Gneise“) in die krystalline Schichtgruppe handelt, ähnlich wie auf Naxos der Schiefergranit mitten aus derselben emporsteigt. Um so mehr, als PHILIPPSON für nicht ausgeschlossen hält, daß die Schiefermarmorgruppe von Ios ein Äquivalent der „Marmorgneisgruppe“ von Naxos (entsprechend den unteren Schichtstufen nach meiner Gliederung) darstellt³⁾, während ich nirgends eine Diskordanz in der krystallinen Schichtfolge hier konstatierte, und eine lokal auftretende scheinbar unkonforme Lagerung des Apíranthos-Schiefers zwischen Amómaxi- und Phanári-Marmor (am Amómaxi-Berg) als Folge von Abschnürung des ersteren dort gedeutet werden muß, oder eine von der Ferne scheinbare Diskordanz des Liónasschiefers auf dem Phanári-Marmor (Berg Skoúpelos in Amómaxi) eine Folge von ungleicher Druckwirkung auf Schiefer und Marmor ist. Eine obere Altersgrenze des kykladischen Gebirges soll ein Dolomit auf Kéa von an-

¹⁾ Beiträge, S. 92—93.

²⁾ Beiträge, S. 143—149.

³⁾ Beiträge, S. 148—145.

geblich untercretaceischem Alter geben, der den Glimmerschiefer diskordant überlagert¹⁾. Doch dürfte diese Grenze allerdings tiefer liegen. Das Alter der unteren Sedimente von Nákos ist jedoch unbekannt. Sie ruhen, wie wir sahen, auf dem bloßgelegten Flasergranit, der demnach, und noch mehr die krystalline Schichtfolge, die diesen durchbricht, noch älter als die Sedimente ist. Andererseits habe ich gezeigt, daß der obere Marmor, aus welchem die Insel Iraklià hauptsächlich besteht, und der stratigraphisch unserem Zas-Marmor von Nákos angehört, höchst wahrscheinlich aus dichtem, dem Kreidekalk der griechischen Gebirge durchaus ähnlichem Kalk hervorging²⁾; die Hypothese aber, daß der Zas-Marmor ein Kreidealter besitze, würde nicht vereinbar sein mit einem höheren Alter der Sedimente von Nákos, denn der Schiefergranit hier, der jünger als der Flasergranit ist, und von dem die Metamorphose der krystallinen Schichtfolge hauptsächlich herrühren dürfte, hätte, wie schon früher bemerkt, auch die Sedimente beeinflußt, wie er dies für die ganze Serie getan hat. Daraus würde folgen, daß selbst die oberen Stufen der krystallinen Serie von Nákos älter sind als die dortigen Sedimente, was übrigens aus der gesamten Erscheinungsweise und Einheitlichkeit der Serie einerseits und der angelagerten Sedimente andererseits erhellt. Ferner besteht die Nákos benachbarte Insel Amorgòs zum großen Teil aus Tonschiefern und Grauwacken von nicht näher bekannt gewordenem, aber vermutlich devonischem Alter³⁾, die von einer mächtigen Kalkmasse wahrscheinlich cretacischen Alters überlagert werden soll⁴⁾. Wir wissen aber nicht das tektonische Verhältnis derselben zum Grundgebirge, das auf Amorgòs nicht zutage zu treten scheint. Die genannten älteren Bildungen werden noch auf Anáphi und Santorín angegeben.

Nun hat aber neuerdings DEPRAT gezeigt⁵⁾, daß das krystalline Grundgebirge von Euböa, mit welchem, wie mit dem attischen, das kykladische eine einst zusammenhängende Masse bildete, diskordant überlagert wird von paläozoischen Schichten, die zum Teil dem Carbon (Fusulinenkalk), zum Teil sehr wahrscheinlich dem Devon angehören, und dieser Umstand fällt

1) PHILIPPSON: Beiträge, S. 44 und 155.

2) *Ἡ νήσος Ἡρακλειὰ καὶ ἡ σύνορος αὐτῆς.* (Die Insel Iraklià und ihr Smirgel.) *Ἀρχιμήδης*, Jahrg. VII, 1906, S. 64—70. Referat im Geol. Zentralbl., Bd. VIII, Nr. 1516.

3) LEPSIUS: Geologie von Attika, S. 80 · 81.

4) PHILIPPSON: Beiträge, S. 100.

5) *Étude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée.* Besançon 1904, S. 40—42.

jedenfalls ins Gewicht bei der Beurteilung der beiden anderen Gebirge, für die also auch jene Altersgrenze sehr wahrscheinlich Giltigkeit hat. DEPRAT betrachtet allerdings sowohl das euböische wie das kykladische Gebirge als archaisch¹⁾. Für das attische nahm LEPSIUS, wie wir sahen, ein azoisches Alter an, ohne ein paläozoisches oder selbst triasisches auszuschließen, dagegen erklärte sich darüber CAYEUX²⁾ für ein triasisches auf Grund seiner Untersuchungen des Grundgebirges von Kreta, das er der oberen Trias zurechnet und möglicherweise auch etwas in den Lias verlegt. Diesen Schluß wendet er auch auf das Grundgebirge des Peloponnes, das in der unmittelbaren Fortsetzung des ersteren liegt, sowie auf das attische an. Neuerdings nehmen auch RENZ³⁾ ein älteres mesozoisches und KTENAS und TRIANTAPHYLLIDIS⁴⁾ ein jurassisches oder triasisches Alter des letzteren an.

Die krystalline Schichtserie von Nákos, zu deren Beschreibung wir nun übergehen, indem wir von den tiefsten und innersten Schichtstufen beginnen und zu den obersten und äußersten der Reihe nach fortschreiten⁵⁾, besteht, wie öfter erwähnt, aus einer sehr oft wiederholten Wechsellagerung von

¹⁾ a. a. O. S. 34—35 und 118.

²⁾ Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. C. R. Ac. Sc, t. 134, 1902, S. 1116—1119; Referat im Geol. Zentralbl., Bd. VII, Nr. 334.

³⁾ Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Compte rendu X. Congrès géol. Internat., Mexico 1906.

⁴⁾ Η ηλικία τῶν περὶ τὰς Ἀθήνας ἀσβεστολιθικῶν στρωμάτων. (Das Alter der Kalkschichten bei Athen.) Vorläufige Mitteilung. Bull. d. naturforsch. Ges. in Athen, Jahrg. II, 1907, S. 217—219. Referat im Geol. Zentralbl., Bd. IX, Nr. 180.

⁵⁾ Die nachfolgende Gliederung der Serie beruht, in Ermangelung von paläontologischen Merkmalen, auf der Wechsellagerung von mächtigeren, dabei beständigeren Schiefer- und Marmorlagen, die als Stufen bezeichnet werden, und welche dünnere, daher unkonstante Marmor- und Schieferlinsen führen, die den Übergang der ersteren zueinander ermöglichen. Das Verfolgen und Wiedererkennen dieser verschiedenen Gesteinshorizonte war — trotz der außerordentlichen Schärfe der natürlichen Profile, die sich überall an den kahlen Bergen und Bergzügen der Insel darbieten — nicht immer leicht, da, abgesehen von dem häufigen Ineinandergreifen und -keilen der Schichten, oft ähnliche Gesteinstypen in verschiedenen Horizonten, verschiedene Typen dagegen in einem Horizont vorkommen. — In meiner vorläufigen Mitteilung über den Bau von Nákos spreche ich von der Komiaki-Stufe als von der untersten, jetzt aber erweist sich zweckmäßiger, die mächtige darin vorkommende Marmorlage als besondere Stufe auszusondern, und so erstere in die drei Stufen von Halónos, Keramoti und Komiaki zu gliedern. — Wegen ihrer geringen Breite wurden die Nebenlagen in der Karte meist nicht berücksichtigt.

krystallinen Schiefen und Kalken in vielfach⁷ ineinander auskeilenden oder miteinander verwachsenden Lagen und Linsen von überaus schwankenden Dimensionen und stellt somit ursprünglich wesentlich eine normale Sedimentfolge dar, deren Mächtigkeit auf einem gegebenen Durchschnitt (z. B. Profil II) 2 km weit übersteigt. Als unterste Glieder erscheinen durchweg injizierte Schiefer auf dem Schiefergranit ruhend, darauf grobkörniger, vollkrystalliner Marmor, und aus denselben Gesteinen bestehen ebenfalls die fremden Einlagen des Schiefergranites, die dieser bei seiner Eruption aus dem Nebengestein losriß und einhüllte. Untersuchen wir zunächst die letzteren: sie sind am vollständigsten vom Granit beeinflußt worden, weil sie in innigste Berührung mit ihm kamen.

In den Profilen I, II und III und Fig. 5 haben wir natürliche Schnitte durch diese Einlagen am Kóronosberg und in der Umgebung von Bolibàs. Der Liegendenschiefer der Marmoreinlage am letztgenannten Ort, zur Halónos-Stufe gehörig, dem tiefsten Glied der krystallinen Schichtfolge, ist ein mehr oder weniger injizierter Granatglimmerschiefer (Zweiglimmer-, auch Muscovit-, seltener Biotitschiefer), der vielfach mit Schiefergraniteinlagen vermengt ist. Er besteht aus einer Wechsellagerung von feinen dunklen Lagen aus ziemlich breiten, oft gut ausgebildeten und lebhaft glänzenden Glimmerblättchen, dünnen graulichen Platten von Quarz und Linsen von einem weißen oder oft durch Zersetzung gelblich oder rötlich gefärbten granitischen oder aplitischen (glimmerarmen bis -freien) Gemenge von feinkörnigem und bisweilen mittelkörnigem Feldspat, Quarz und Glimmer, das außerdem zwischen die einzelnen Schuppen der Glimmerlagen eindringt und dieselben miteinander verkittet. Oft tritt das Gemenge in dickeren (über 1 cm) Lagen auf, die sich in nichts vom gewöhnlichen Granit unterscheiden. Die gelbroten Gemenge-Linsen stechen häufig ab gegen die hellgrauen Quarzlagen, von welchen sie sich dann sehr scharf absondern. An anderen Stellen (Kóronos) wechseln feine gelbe und rote Gemenge-Lagen mit solchen von schwarzem Biotit ab, und es entsteht dann ein schönfarbiges und dazu feingefältetes Schiefergestein. Die Natur und Anordnung des Gemenges, seine unregelmäßige Verteilung durch die Gesteinsmasse und seine oft unbestimmte Form und verworrene Lagerung lassen keinen Zweifel über seine Herkunft übrig und wir treffen in der Tat Gesteinspartien, die reiner Glimmerschiefer, also von der Injektion verschont geblieben sind. Ich gebe weiter unten ein paar mikroskopische Analysen von injiziertem Schiefer.

Fast alle Marmoreinlagen des Schiefergranites gehören zu

der Halónos nächstfolgenden Stufe von Keramotí. Sie ruhen meist, wie in Profil III ersichtlich, auf dem Halónos-Schiefer. Die bedeutendste davon ist die früher erwähnte der Umgebung von Bolibàs; — ihre Mächtigkeit, samt den darin eingeschalteten Schiefergranit- (nebst Metagneis-) Streifen übersteigt 200 m. Der dickbankige Marmor aller dieser Einlagen ist weiß oder schwach graulich-weiß, stellenweise getrübt durch Anhäufung von kleinen Graphitkörnchen, zum Teil auch ein wenig zipollinartig durch Einlagerungen von Glimmerschiefer wie die nachfolgenden Marmore, sowie von Amphibolgneis entwickelt. Er hat beim Schlagen stark bituminöses Geruch — wie alle Marmore von Nákos — und besteht aus meist ziemlich diaphanen Kalkspatindividuen von verschiedener Größe, die von etwa $\frac{1}{2}$ bis über 30 mm im Durchmesser schwankt¹⁾. Im Durchschnitt ist der Marmor unregelmäßig grobkörnig. Auf der Bruchfläche des Marmors erscheinen stark, und zwar etwas ins Perlmutterartige glänzende, bisweilen schwach gewölbte Spaltungsflächen sowie größere und kleinere Spaltungsrhomboeder in dreiseitiger Eckform. Die kleinen Graphitkörner, die dieser vollkrystalline Marmor einschließt, sind makroskopisch sichtbar und metallisch glänzend, auch sondern sich bisweilen kleine Aggregate von grünen Hornblendeprismen in Marmorfugen aus, und am Kontakt des Schiefergranites mit Marmoreinlagen in Kóronos entwickelt sich im ersteren reichlich Hornblende, die auch dem Gestein ein gebändertes Aussehen erteilt. Dasselbe („hornblendeführender Biotitgneis [Augengneis]“) besteht aus Quarz, Feldspat, Biotit, viel Hornblende und etwas rotem Granat, zeigt sich u. d. M. sehr frisch, und läßt erkennen: Quarz wasserklar, Feldspat (fast nur Plagioklas) ebenfalls wasserklar und mit deutlichen Spaltungsrissen; Biotit braun, Hornblende grün, Titanit in grauen Körnern und keilförmigen Krystallen, Körner von Epidot und farblosen Apatit; Kryställchen von Zirkon und spärlich Magnetit.

Alle diese Eigenschaften des Marmors lassen wohl kaum Zweifel, daß er sie durch den unmittelbaren Kontakt mit dem Schiefergranit erwarb, um so mehr, als dieselben außerhalb der Einlagen mit der Entfernung vom Granit mehr und mehr verschwinden.

Wenn wir nun von diesen Einlagerungen zum Hauptkörper der krystallinen Schichtfolge übergehen, die sich ganz vor-

¹⁾ Als Grenzen der Korngröße nehmen wir etwa: feinkörnig unter 1 mm; mittelkörnig von 1 bis 2 mm; grobkörnig über 2 mm Korndurchmesser.

wiegend im Osten und Südosten der Schiefergranitellipse ausbreitet, so treffen wir zunächst, im unmittelbaren Kontakt mit ihr, rund um sie herum, injizierte Schiefer. Auf der südöstlichen Umrißhälfte der Granitellipse gehören sie der untersten oder Halónos-Stufe an, die sich ganz aus ihnen aufbaut, auf der nordwestlichen Hälfte dagegen der drittfolgenden oder Komiakì-Stufe, indem der Schiefergranit, wie wir früher bemerkten, diese beiden Stufen und die dazwischen von Keramoti in zwei etwa diametral entgegengesetzten Punkten durchbricht und so in unmittelbare Berührung mit dem Komiakì-Schiefer tritt. Die injizierten Schiefer bilden also den innersten Kontakthof des Schiefergranites, und zwar in einer Maximalbreite von $\frac{1}{2}$ km oder etwas darüber und in wechselnder Mächtigkeit. Die Grenzen aber sind nirgends scharf zu ziehen, da der Übergang des Schiefergranites zu den injizierten Schiefen und dieser zum Glimmerschiefer (und Amphibolschiefer) ein ganz allmählicher ist. Wo die Injektion den dicken, massigen Keramoti-Marmor im Osten der Granitellipse traf, ist sie nicht sehr weit hinein fortgeschritten, wo dagegen der Marmor dünner war, wie im Süden der Ellipse, hat sie sich weit mehr ausgebreitet.

Die injizierten Schiefer von Halónos bilden einen schmalen Halbring am südöstlichen Rand der Schiefergranitellipse. Petrographisch sind sie ähnlich den beschriebenen aus den Graniteinlagen, und wenn wir z. B. ein Handstück von dickbankigem Zweiglimmergneis aus dem Ostrande des Halónos-Plateaus oder westlich bei Keramoti mit einem Schiefergranitstück in typischer Ausbildung beider Gesteine — denn Übergänge sind stets vorhanden — vergleichen, so fällt trotz wesentlich derselben mineralischen Zusammensetzung ihr tiefgreifender Unterschied sofort ins Auge, der auf der grundverschiedenen ursprünglichen Entstehungsweise beider Gesteinsarten beruht. Denn während wir bei der Granitprobe ein massiges homogenes und zufällig mehr oder weniger geschiefertetes Gestein vor uns haben, das aus einem innigen Gemenge von Feldspat und Quarz besteht, in welchem der Glimmer gewöhnlich kleine, mehr oder weniger orientierte, aber gewöhnlich regellos darin eingestreute Blättchen bildet, stellt sich dagegen das Gneisstück als ein normalschiefriges Gestein dar, welches charakterisiert wird durch Lagen aus breiteren, zusammenhängenden Glimmerschuppen, abwechselnd mit dünnen Quarzplatten und feinen Zügen aus dem Injektions-Gemenge, das meist noch die Glimmerlagen fein imprägniert und sich außerdem zu selbstständigen, bis mehrere Zentimeter dicken Lagen aussondert.

Und denkt man sich das fremde Gemenge weg, so haben wir einen typischen Glimmerschiefer; sieht man dagegen beim Schiefergranit von seiner Parallelstruktur ab, so entsteht ein normalkörniger Granit. Diese Voraussetzungen werden nun im Felde zu Tatsachen, indem, wie wir früher bemerkten, der Metagneis in Glimmerschiefer, der Schiefergranit oft in ziemlich körnigen Granit übergeht.

Man kann die Injektion noch in einigen Fällen gewissermaßen direkt auf der Tat ertappen. So kann man z. B. am Ostende des Halónos-Plateaus sehen, wie aus einem Pegmatitgang sich kleine Apophysen quer abspalten, um sich als dünne Gemenge-Einlagen im Gestein auszubreiten.

Eine größere Mannigfaltigkeit als bei der Halónos-Stufe zeigen die injizierten Schiefer von Komiaki. Außer den dickschiefrigen, zweiglimmerigen Varietäten, die die erstere Stufe und die inneren Teile der letzteren charakterisieren, kommen in den breiteren äußeren Partien von Komiaki dünnschiefrige, namentlich biotitische, auch muscovitische Abarten, ferner reichlich Hornblende- und Hornblendeepidot-Gneise vor. Die Mikroskopierung einer Probe aus den dickschiefrigen Varietäten vom Halónos-Typus („Zweiglimmergneis, glimmerschieferähnlich, reichlich schwarzer und weißer Glimmer [Biotit und Muscovit], ein durch Zersetzung und Bildung von Eisenhydroxyd gelblich gefärbtes Gemenge von Quarz und Feldspat“), genommen am nordöstlichen Rand der Granitellipse, ergab u. d. M.¹⁾: „Quarz wasserklar, auf Sprüngen feine Häutchen von Eisenhydroxyd, ebenso bei dem Feldspat, der teils Orthoklas, teils Plagioklas ist und an Menge hinter dem Quarz zurücksteht; Biotit braun, Muscovit farblos, vereinzelt Körner von blaßrotem Granat und Kryställchen von Zirkon.“ Die dünnschiefrigen Biotitgneise — sehr ausgesprochen schiefrige Gesteine — kommen namentlich in der nordwestlichen Granithülle vor, wo sie mit mächtigen Schiefergranitzonen — ausgezeichnet schiefrig — wechsellagern (eigentlich stellen erstere Einlagerungen im Schiefergranit), von denen sie oft gar nicht zu unterscheiden sind, und nach außen zu dünnschiefrigen Biotitschiefern übergehen, die den äußeren Saum der Hülle zusammensetzen. In Vergesellschaftung mit

¹⁾ Da diese Handstückbestimmung das Gestein einfach als „Zweiglimmergneis“ bezeichnet und nicht weiter aufschließen konnte, daß es einem injizierten Schiefer angehört, so gibt sie auch nicht näher an, ob der Glimmer auch als Bestandteil des Feldspat-Quarz-Gemenges vorkommt (granitisches Gemenge). Ist das Gemenge glimmerfrei, wie dies aus der ganzen Dünnschliffbeschreibung hervorzugehen scheint, dann ist es aplitisch.

den Gneisen treten hier noch reichlich Linsen von Hornblende- und Hornblendeepidot-Gneisen auf, die nach außen hin zu Hornblende-schiefern überleiten. Das ganze Gebiet wird erfüllt von zahlreichen Pegmatitgängen und Schiefergraniteinlagen in besonders schiefriger Ausbildung. Die Muscovitgneise kommen besonders im Süden der Granitellipse vor, mit Schiefergranitlagen vermengt, mit welchen sie zu verwechseln sind. Auch hier treffen wir Hornblende- und Epidotgesteine, die eine Hauptrolle spielen und in großer Mächtigkeit mit den übrigen Schiefnern wechsellagern. Ein derartiges Stück von streifigem Hornblende-Epidotgneis, bestehend aus einem feinkörnigen Quarz-Feldspatgemenge mit schwarzen Streifen von Hornblende und gelblichgrünem Epidot, zeigte u. d. M. das Quarz-Feldspatgemenge farblos; den Feldspat zum Teil Orthoklas, zum Teil Plagioklas; die Hornblende sehr dunkel gefärbt und stark pleochroitisch — hellgelb, bräunlichgrün, blaugrün; Epidot blaßgelb bis farblos in reliefartig hervortretenden Körnern und Prismen, sehr reichlich vorhanden; nur spärlich braune Fetzen von Biotit und etwas Titanit in keilförmigen Krystallen. Auch diese Hornblendegneise gehen in Hornblendeschiefer (feldspatfrei) über, und es scheint mir kaum zweifelhaft, daß erstere überhaupt kontaktmetamorphe (Injektions-) Produkte der letzteren darstellen, um so mehr, als der Hornblendeschiefer ein wichtiger Bestandteil der Glimmerschieferformation von Komiaki ist, dessen Analogon bei den injizierten Schiefnern der Hornblendegneise ist. Ein Stück aus jenem Hornblendeschiefer („Amphibolitschiefer“), das mikroskopisch aus schwärzlichen Nadeln und nadeligen Aggregaten von Hornblende und grauen oder gelblichen körnigen Massen von Quarz bestand, lieferte im Dünnschliff: Hornblende, stark pleochroitisch — gelblich, grün, blaugrün; Zoisit, rauh aussehend, mit Spaltungsrissen parallel der Längsrichtung, häufig gebogen; Quarz farblos und wasserklar; Epidot in rauhen, körnigen Aggregaten mit bunten Interferenzfarben; Titanit in grauen, unregelmäßig gestalteten Körnern; Rutil in orangegelben Krystallen und Körnern. — Am Ostrand der Granitellipse, wo am Hangenden des dicken Keramoti-Marmors die Injektion nur wenig vorgeschritten ist, sitzt auf demselben vielfach eine ziemlich mächtige Lage von Hornblendegneis, der als „Hornblende-Pyroxen-Granulit“ ausgebildet ist und makroskopisch aus Hornblende, Quarz und Feldspat besteht. Das feinkörnige Gestein zeigt eine Art von Knotenbildung, indem das dunkle Element sich zu kleinen Linsen aussondert¹⁾. Im Dünnschliff

¹⁾ PHILIPPSON: Beiträge, S. 76, Fußnote, spricht von „Fleck-

erweist sich der Quarz vollkommen klar und farblos und der Feldspat spurenweise durch geringe Zersetzung getrübt; er enthält zahlreiche Einschlüsse und besteht etwa zur Hälfte aus Orthoklas, zur Hälfte aus gestreiftem Plagioklas; die Hornblende ist stark pleochroitisch, grün und gelblichgrün; dazu kommt reichlich Augit vor, blaßgrünlich bis fast farblos, fast immer mit Hornblende verwachsen, beide auch poikilitisch mit Feldspat verwachsen.

Mitten in den injizierten Schiefen erscheint die dem Halónos-Gneis nächstfolgende Stufe von Keramoti-Marmor als ein schmaler Halbring, der jenen Gneis begleitet und nach außen abgrenzt. — Zu unterst ist dieser Marmor durch mehrere parallele Schieferzüge gestreift und besitzt im ganzen eine Mächtigkeit von etwas über 100 m. Er ist weiß oder graulich, dickbankig und grobkörnig und gleicht dem oben beschriebenen aus den Einlagen des Schiefergranites, nur daß er nicht so vollkommen auskrystallisiert ist wie jener, mit scharfen Spaltungsrhomboedern auf den Bruchflächen. Er führt bisweilen Granat, auch kleine Putzen von körnigem Smirgel.

Wie gesagt, gehen die injizierten Schiefer nach außen in die Glimmerschiefer (und Hornblendeschiefer) der Komiakstufe allmählich über. Diese Glimmerschiefer umschließen also die erstgenannten Schiefer als weiterer konzentrischer Ring um die Granitellipse. Ihre Breite auf der Karte schwankt von einigen hundert Metern bis etwa 3 km, und ihre Schichtmächtigkeit geht wohl bis über 500 m. Sie sind hauptsächlich von Biotitschiefer, dann noch von Zweiglimmerschiefer und etwas Muscovitschiefer gebildet, und zwar treten alle diese Varietäten in verschiedenen Ausbildungsformen auf. Dazu kommt als sehr häufiger Bestandteil der Stufe Hornblendeschiefer in ebenfalls verschiedener Kornausbildung (vgl. oben die mikroskopische Analyse einer Probe). Auch etwas Talk-, Chlorit- und Quarzitschiefer sowie Schiefergraniteinlagen beteiligen sich an der Zusammensetzung der Stufe, letztere namentlich in ihren unteren Teilen. Der Biotitschiefer ist dick- bis dünn-schiefrig, mit stark ausgeprägter schiefriger Struktur und in der Regel braunem, leicht verwitterndem Biotit in reichlicher, oft überwiegender Menge. Deshalb erscheint dieser Schiefer stets mehr oder weniger zersetzt, während andere Abarten mit schwarzem, also sehr

schiefern“ aus der Schieferzone β (meiner Komiaki-Stufe), die vielleicht unser Knotenschiefer sind oder zu dessen Gruppe gehören. Er spricht ferner, Beiträge, S. 84 und 143, von dichten, äußerlich an Knotenschiefer erinnernden schwarzgrünen Schiefen („pyroxenführende Hornblendeschiefer“ nach BERGEAT) aus Pholégandros und gibt deren mikroskopische Zusammensetzung auf S. 84 an.

dunklem Biotit und vorherrschendem Quarz sich frisch erhalten. Neben dem Biotit tritt häufig etwas Muscovit und als charakteristischer Übergangsteil roter Granat, seltener Turmalin auf. Ein Schliff eines Gesteins mit braunem Biotit zeigte u. d. M. farblosen und wasserklaren Quarz und braunen Biotit; sodann vereinzelt dünne Prismen von hellbraunem Turmalin, Körner von farblosem Apatit und von Zirkon, sehr spärlich schwarze Körnchen von Magnetit. Eine zweite, ähnliche Probe, bestehend aus kleinen Blättchen von Biotit, Körnchen von Quarz und braunem Eisenhydroxyd¹⁾ als Neubildungsprodukt ergab im Dünnschliff: Quarz in farblosen Körnern, die an Menge sehr hinter dem braunen Biotit zurücktraten, der die Hauptmasse des Gesteins bildete, dazu braunes Eisenhydroxyd. Ein anderes Stück mit schwarzem Biotit und häufigem Granat, bei dem mit der Lupe Biotit, vereinzelt Blättchen von Muscovit und Körner von Quarz und rotem Granat zu erkennen waren, zeigte im Dünnschliff: Quarz wasserklar, die Hauptmasse des Gesteins bildend; Biotit braun, sehr reichlich vorhanden; spärlich sind farblose Leistchen von Muscovit. Granat, schwach gefärbt, tritt in Körnern von sehr ungleichmäßiger Gestalt, wie zerfressen aussehend, auf; als Einschlüsse enthält er einzelne schwarze Körner von Magnetit, der auch sonst im Gestein auftritt; Zirkon in kleinen Kryställchen, besonders als Einschluß im Glimmer mit pleochroitischen Höfen; vereinzelt kommen kleine Prismen von Turmalin von ziemlich heller, bläulich-brauner Farbe vor. — Der Quarzitschiefer, (läßt u. d. M. Quarz mit schwarzen Einschlüssen vermutlich Graphit erkennen; sehr wenig Muscovit) ist dem Biotitschiefer untergeordnet eingelagert. Der Talkschiefer (kein Serizitschiefer) dagegen, in Vergesellschaftung mit Chloritschiefer, bildet eine ganz lokale Erscheinung südlich von Sagri bei Lichinópetraes (s. Karte), wo er von Putzen eines epidotführenden Amphibolits und eines weiße Albitadern führenden Augitgesteins durchsetzt wird, und daher als ein Kontaktprodukt aus Biotitschiefer, der in der Umgebung auftritt, angesehen werden muß. So ist auch der Talkschiefer von zahlreichen kleinen Ockerklümpchen durchlöchert, auch führt er schöne kleine Pyritwürfel umgewandelt in Limonit, ferner enthält der Chloritschiefer Strahlsteinprismen, die bisweilen zu Strahlsteinschiefer überleiten. Endlich wird der Talkschiefer von etwas Tremolitschiefer begleitet. Unser

¹⁾ Dieses ist oft mit angewittertem Injektionsgemenge zu verwechseln und der betreffende Glimmerschiefer kann für Gneis gehalten werden.

Augitgestein, dicht, grünlichgrau und mit der Lupe grünlich-schwarze Nadelchen von Hornblende erkennen lassend, zeigt u. d. M., daß es im wesentlichen aus schmutzig graugrünen, unregelmäßig gestalteten Körnern von Augit (vermutlich Diopsid) besteht, die in farblosen, wasserklaren Quarz eingebettet sind; dazu treten reichlich Nadelchen und Prismen einer grünen, ziemlich stark pleochroitischen, aktinolithähnlichen Hornblende hinzu, in der Prismenzone scharf begrenzt von Prisma und Orthopinakoid, wie an Schnitten senkrecht zum Prisma deutlich zu erkennen. Vereinzelt Körner von Zirkon, grau, reliefartig hervortretend, und, diesen sehr ähnlich aussehend, aber in nicht so bunten Polarisationsfarben, Titanit. Der Tremolitschiefer („asbestartiger Hornschiefer [Tremolitschiefer]“) endlich besteht aus feinsten, filzartig verwobenen Nadelchen enthält hier und da aber auch etwas größere Prismen, die den charakteristischen rhomboischen Querschnitt der Hornblendeprismen zeigen. Im Dünnschliff werden die Nadelchen vollkommen farblos, zeigen Spaltbarkeit nach der Längsrichtung, sehr bunte Interferenzfarben und schiefe Auslöschung. — Östlich von Sagri, bei Avlonítza ist der Amphibolitschiefer von schmalen Gängen eines dichten, verwitternden Amphiboliten durchzogen. Dieser besteht u. d. M. („Strahlsteinschiefer“) aus einer wasserklaren Grundmasse von Plagioklas, in welcher massenhafte Nadeln von Stahlstein eingebettet sind. Außerdem kommt Titanit vor.

Über dem Glimmerschiefer von Komiaki lagert die zweite Marmorstufe, die am Gebirge von Amómoxi zu einer kurzen und überaus dicken (etwa 400 m) Linse anschwillt, um gleich südlich des Gebirges allerdings zu zwei, je kaum ein paar mal 10 Meter starken Lagen herabzusinken. Das ist unser Amómoxi-Marmor. Er umgibt die Schiefergranitellipse als ihr äußerster, konzentrischer, aber nicht mehr ganz geschlossener, ferner nach Form und Breite sehr unregelmäßiger Ring (s. Karte). Er wird stellenweise durch Nebenlagen eingeleitet und ist weiß oder grauweiß, oft blaugrau oder gar bläulich, auch im kleinen bisweilen mit solchen Farben gestreift. Ferner ist er unregelmäßig gekörnt, indem er aus grobkörnigen bis sehr feinkörnigen Einzellagen besteht. Meist ist er mittel- bis feinkörnig, daher im allgemeinen weniger krystallin als der Keramotì-Marmor. Lokal (Apóllo-Brüche, Talschlucht von Liónas) enthält er reichlich Bündel von Tremolit und Amiant, oft strahlenförmig angeordnet, oder (Berg Kalógeros bei Apóllo) kleine Streifen von Hornblende in Vergesellschaftung mit Epidot. Er schließt einige untergeordnete Schieferlagen ein, worunter eine stärkere,

die ich mit dem Namen Mési-Schiefer in der Karte ausschied und alsdann deren Liegendes als unteren, deren Hangendes als oberen Amómaxi-Marmor bezeichnete. Dieser Schiefer ist beschaffen wie der von Komiaki, mit reichlichem Hornblende-schiefer.

Endlich beherbergt der Marmor die meisten und bedeutendsten Smirgellagerstätten der Insel im Amómaxi-Gebiet, wo der naxische Handelssmirgel fast ausschließlich gebrochen wird¹⁾. Dieser Smirgel²⁾ ist ein schwärzliches, feinkörniges und oft deutlich plattiges Gestein, das häufig, und zwar besonders an den Salbändern, namentlich durch grauliche Korundstreifen gebändert erscheint und auch oft gut schiefrig ist. — Er ist äußerst hart und besteht aus einem Gemenge von vorwaltendem Korund und Magnetit, worin meist spärliche Nebengemengteile, namentlich Margarit, Muscovit, Chlorit, Diaspor, Turmalin, Pyrit, Eisenglanz, Limonit eingelagert sind; als Spaltenfüllung führt er hauptsächlich dieselben Nebengemengteile plus Magnetit, Disthen, Kalkspat, Talk, sowie kaolinartige Zersetzungsprodukte.

Auf den Amómaxi-Marmor folgt eine sehr starke (einige Hunderte von Metern) Schieferzone, der Apíranthos-Schiefer. Er bildet auf der Karte, wie alle nachfolgenden Stufen, keinen Ring um die Schiefergranitellipse mehr, sondern NNO gerichtete Bänder, parallel den übrigen, im Osten und Südosten der Ellipse, wo die krystalline Schichtfolge sich hauptsächlich ausbreitet. Die Bänder haben sehr schwankende Breite und unregelmäßige Form und keilen vielfach zwischen den ihnen anliegenden Marmorstufen aus, die so in Berührung miteinander kommen. Auch bei der Apíranthos-Stufe spielt der Biotitschiefer eine Hauptrolle, aber schon mit größerem Gehalt an Muscovit, der zum Zweiglimmerschiefer führt, ebenfalls ein Hauptbestandteil der Stufe. Der Muscovitschiefer ist jetzt reichlicher vertreten, während der Hornblendeschiefer in den Hintergrund tritt. Endlich ist Gneis bzw. injizierter Schiefer zu erwähnen. Ein Handstück davon aus Muscovit und Biotit mit reichlichem zuckerkörnigen Quarz und vereinzelt Spaltungsstücken von Feldspat („feinkörniger Zweiglimmergneis“) ergab folgende mikroskopische Analyse: Man sieht hauptsächlich farblosen Quarz, braunen Biotit und farblosen Muscovit, zwischen dem Quarz auch Körner von Plagioklas mit Zwillingslamellierung. Außerdem kommt vor Granat in größeren, unregelmäßig ge-

¹⁾ Jährlicher Export ca. 10000 Tonnen.

²⁾ Siehe die mikroskopische Beschreibung von verschiedenen Proben bei TSCHERMAK, Über den Smirgel von Naxos. TSCHERMAKs Min. u. petr. Mitt. XIX, 1894, S. 311—342.

stalteten Körnern, hell gefärbt, rötlichgrau, fast farblos, sehr reichlich Rutil in gelben Nadeln, auch als Einschluß in Granat: Staurolith-Körner und -Krystalle schwach, pleochroitisch, farblos bis hellgelb, farblose Körner und dicke Prismen von Apatit; Zirkon in kleinen, farblosen Kryställchen, schwarze Körnchen von Magnetit. Turmalin kommt vor, ist aber selten. Er bildet dünne prismatische Nadeln, stark pleochroitisch, braun oder grünlichgraubraun. In dem Schliß kommt ein einziger größerer Krystall vor. Endlich tritt noch ein braunes Mineral von trübe aussehender Beschaffenheit in unregelmäßig begrenzten Partien auf: es ist vielleicht Orthit.

Die Stufe schließt geringmächtige Marmorlagen ein, die zur nächstfolgenden des Phanári-Marmors hinüberführen. Dieser bildet auf der Karte Zonen von ungleicher Größe, die zum Teil eine große Schichtmächtigkeit (Hunderte von Metern) erreichen. Er gleicht petrographisch dem Amómaxi-Marmor, aber mit durchschnittlich wohl etwas kleinerem Korn, und führt Putzen von ebenfalls körnigem Smirgel sowie häufig untergeordnete Schieferlagen, die den Übergang zum Liónas-Schiefer vermitteln. Auf der Karte bildet diese Stufe einen schmalen, langgestreckten und vielverzweigten Streifen, der sich im südöstlichen, am wenigsten untersuchten Teil der Insel zu einer weiten, mit weißem, feinkörnigem Marmor zum Teil bedeckten Zone auszubreiten scheint (s. Karte). Ihre Mächtigkeit übersteigt 200 m. Sie besteht aus Zweiglimmerschiefer, dann Muscovitschiefer, indem der Biotitschiefer und der Amphibolschiefer beinahe verschwunden sind. Auch der injizierte Schiefer ist wohl, aber wenig vertreten. Eine Probe von dickschiefrigem Muscovitschiefer aus breiten Glimmerlamellen und dicken Quarzlagen lieferte im Dünnschliß wasserklaren Quarz in körnigen Aggregaten; Muscovit in farblosen Leisten mit zahlreichen Spaltungsrissen und bunten Polarisationsfarben; dazu ganz vereinzelt farblose Körner von Granat und ferner opake Körper, die im auffallenden Lichte grau erscheinen.

Der Liónas-Schiefer führt mehrere, zum Teil ziemlich starke Nebenmarmorlagen, die vielfach miteinander verschmelzen. Durch dieselben gelangen wir zu einer weiteren Marmorstufe, dem Zas-Marmor. Dieser erscheint in zwei großen und massigen, d. h. fast nicht durch untergeordnete Schiefer gegliederten Zonen von großer (bis über 200 m) Schichtmächtigkeit und ist weiß, auch graulich oder bläulich, dünnplattig und gleichmäßig fein bis sehr fein gekörnt. Er steht daher auf einer niederen Stufe der Krystallinität als die vorigen Marmorstufen. Auch er schließt Smirgel ein, der aber seinerseits all-

gemein weniger krystallin erscheint als der vorher beschriebene, denn er ist sehr feinkörnig bis dicht und führt in letzterem Falle kleine Magnetitlinschen; er ist plattig und brüchig und sieht oft dichtem Eisenstein zum Verwechseln ähnlich¹⁾. Er wird charakterisiert durch häufigen Chloritoid, der zum Teil als Hauptgemengteil auftritt und dann dem Smirgel eine graugrünliche Färbung erteilt (Chloritoidsmirgel)¹⁾. Auch die wenig entwickelte Spaltenfüllung des Smirgels weicht von derjenigen der vorigen ab, indem sie bezeichnenderweise innige Verwachsung von breiten Chloritoidtafeln mit derbem, blauem Korund zeigt.

Der Zas-Marmor wird überlagert von einer letzten, mächtigen Schieferstufe, die ich als Moutzoúna-Schiefer bezeichnete. Der stark gepreßte, gefältelte und gebogene Schiefer, der die Dicke von einigen hundert Metern erreicht, nimmt die Ostküste der Insel ein in einer schmalen, nicht zusammenhängenden Zone und besteht in den unteren Teilen aus dünnschieferigem, biotit-haltigen Muscovitschiefer, der vergesellschaftet ist mit dünnen Lagen von phyllitischem, mit linsenförmigen Quarzaggregaten durchwachsenen Tonschiefer in den er schließlich oben übergeht. Ein Schriff aus dem ersteren Glimmerschiefer ergab u. d. M. hauptsächlich farblosen Muskovit und klar durchsichtigen Quarz, beide Mineralien durchsetzt mit kleinen Körnchen eines schwarzen opaken Minerals, wohl Magnetit, und außerdem mit rauh aussehenden grauen Körnern, die wohl als Titanit anzusprechen sind; dazu kommt ein hellgrünlichbrauner Glimmer, der zum Teil durch Eisenoxyd eine mehr braune Farbe erhalten hat. Ein anderes Stück aus dem Tonglimmerschiefer erwies sich im Dünnschliff als eine schwarze Tonschiefermasse mit den kleinen Tonschiefernädelchen; dazwischen zeigten sich lagenweise schwach grünlicher Glimmer und farbloser Quarz in feinkörnigen Aggregaten gemengt mit größeren Körnern von farblosem Kalkspat und schwarzen Partien von Eisenerz.

Der Moutzoúna-Schiefer führt kleine Einlagemengen von fein- bis feinstkörnigem (dichtem) Marmor und wird am südöstlichsten Teil der Insel bedeckt von einer einige 10 Meter starken Lage aus sehr feinkörnigem, graulichweißen und bläulichen Marmor, dem Pánormos-Marmor, dem Schlußglied der krystallinen Schichtenfolge von Nákos.

Diese Folge wird nun von zahllosen Apophysen aus dem Gangfolge des Schiefergranites durchsetzt, die in den unteren Horizonten namentlich aus weißen Pegmatiten, sodann, aus

¹⁾ Mikroskopische Beschaffenheit s. in meinem früher erwähnten Aufsatz über den Smirgel von Irakliá.

Quarzen, in den oberen dagegen ausschließlich aus den letzteren bestehen. Die Pegmatitgänge sind überall, rund um die Ellipse herum, verbreitet, namentlich aber konzentrieren sie sich in der nördlichen Hälfte der Schiefergranithülle, wo sie sich im nordwestlichen Teil, wie schon früher bemerkt, zu langgestreckten Zügen nacheinander und nebeneinander scharen, die mehr oder weniger lagerartig, also mit durchschnittlich nördlicher Streichrichtung die Schichten durchziehen, oder wo sie, beim Amómaxi-Gebirge und nördlich davon am Komiakì-Tal, die gefalteten Schichten senkrecht durchsetzen resp. mit östlichem Streichen herunterkommen. Hier bleiben sie zum Teil an der Basis des mächtigen Amómaxi-Marmors stehen und nehmen dann eine Lagerform am Kontakt und zwischen den untersten Marmorbänken an. Sie durchsetzen aber den Marmor in seinen geringmächtigen Partien. Im mächtigen Marmor scheinen sie fast zu fehlen und man trifft sie wieder nur spurenhafte an dessen oberem Kontakt, an der Basis des Apíranthos-Schiefers, ihres höchsten Horizontes. Die Dimensionen der Gänge schwanken außerordentlich, und ihre Dicke wechselt zwischen wenigen Zentimetern bis wohl über 10 m. Sie sind auch von sehr verschiedener Ausbildungsform und dementsprechend auch von variabler Beschaffenheit. Teils — und hierher gehören namentlich die mehr oder weniger lagerartigen und ausgezeichnet schiefrigen Gänge der nordwestlichen Granithülle, die eigentlich Schiefergraniteinlagerungen sind — sind sie von gleichmäßigem, mittleren und stark zusammengepreßten Korn und bilden so ein schiefriges Gemenge von Feldspat und Quarz mit wenig Glimmer und Turmalin, von dem oft kleine, grobkörnige Apophysen von echt pegmatitischem Bau ausgehen; meist aber — und hierher sind die übrigen, eigentlichen Pegmatite, so besonders die der Umgebung von Amómaxi zu rechnen — sind sie von überaus unregelmäßigem Bau. Sie zeigen ein sehr ungleiches Korn, so daß ein größeres Handstück sich häufig aus abwechselnd groben und feinkörnigen Partien von unregelmäßiger Form zusammensetzt. Solche im Durchschnitt grobkörnigen, aber auch mehr oder weniger geschieferten Pegmatite bestehen aus einem innigen Gemenge von vorwaltendem Feldspat (u. d. M. Orthoklas, zum Teil Mikroperthit und Plagioklas, bisweilen vorherrschend) und Quarz (wasserklar und an Einschlüssen reich) in sehr schwankender Korngröße, worin der Glimmer, Biotit und namentlich Muscovit (letzterer zuweilen Einschlüsse führend), oft in sehr untergeordneter Menge auftritt und in den grobkörnigen Partien große Tafeln bildet. So gibt es Muscovit-, Biotit- und Zweiglimmerpegmatite. Die Muscovitlamellen ordnen sich bisweilen zu

feinen Lagenzügen im Feldspat-Quarzgemeinde (wohl Fluidal-Textur). Sehr charakteristisch bei diesen Pegmatiten ist der schwarze Turmalin (pleochroitisch, rötlichgrau bis dunkel-schwärzlichblau), ein nie fehlender und gewöhnlich reichlich vertretener Übergengenteil; auch roter Granat in kleinen eingeprengten Körnchen ist sehr häufig, und manche Pegmatitpartien strotzen davon. Mikroskopisch kommt Zirkon vor. Der Turmalin erscheint in sehr verschiedener Krystallgröße, von winzig kleinen bis 10 cm langen und meist gut ausgebildeten Säulen, die auf dem Querbruch 3-, 6- oder 9seitige Umrisse geben. Sie sind mit Vorliebe im Quarz eingebettet, woraus sie häufig herauswittern, ihre ausgezeichnet prismatische Hohlform darin zurücklassend. Bald sind sie regellos im Pegmatit eingestreut, meist aber ordnen sie sich zu Reihen in der Flußrichtung des Magmas (Fluidal-Struktur) und sind dann oft nach Krystallgrößen differenziert. Auch knollenartige Verwachsungen von Turmalin und Granat in größeren und kleineren Krystallen und Körnern kommen in den Pegmatiten, besonders in quarzreichen Partien, vor.

Die Quarze, die, wie gesagt, in den unteren Stufen die Pegmatite begleiten, dann aber wegen der leichteren Beweglichkeit ihres Magmas allein bis zu den höchsten hinaufsteigen, bilden zumeist kleine Nester und Adern von hyaliner oder halbhyaliner Beschaffenheit. Seltener kommen größere, milchweiße Gänge vor. Südlich der Granitellipse kommen Quarznester im Komiaki-Schiefer innig verwachsen mit Turmalin und in Siderópetra („Turmalinschiefer“) (u. d. M. wasserklarer Quarz und Turmalin) vor, jene stellen so einen Übergang zu den Pegmatiten dar. Im Osten der Ellipse dagegen führen viele Nester in derselben Stufe große, plattige, schönblaue Disthenstengel eingewachsen. Ein Dünnschliff aus einem derartigen Nest zeigte u. d. M., daß der Quarz aus einzelnen unregelmäßig hakenförmig ineinander übergreifenden Individuen besteht, wasserklar und stellenweise reichlich mit Flüssigkeitseinschlüssen ausgestattet ist, die auch in Zügen angeordnet und meist mit deutlicher Libelle versehen waren. Sehr interessant war die mikroskopische Untersuchung eines anderen Stückes aus einem mächtigen, milchweißen Quarzputzen im Moutzoúna-Schiefer: „Im Dünnschliff sieht der Quarz auch bei starker Vergrößerung wie fein bestäubt aus. Erst bei ca. 500 facher Vergrößerung erkennt man, daß viele der scheinbaren Quarzkörnchen Flüssigkeitseinschlüsse sind, während andere noch wie feine schwarze Punkte aussehen. Manche dieser Einschlüsse besitzen lebhaft bewegliche Libellen. Es kommen auch Ein-

schlüsse mit zwei sich nicht mischenden Flüssigkeiten vor, wie z. B. der untenstehend abgebildete (vergl. Fig. 10). Hier ist a vermutlich eine wässrige Lösung, b flüssige Kohlensäure, c bewegliche Libelle.“ —

Wir sehen bei dieser kurzen Wanderung durch die krystalline Schichtfolge von Naxos mancherlei Tatsachen, die auf eine Metamorphose derselben durch den Schiefergranit hinweisen dürften. Erstens die im allgemeinen allmähliche Abnahme der Krystallinität und der damit zusammenhängenden Korngröße der verschiedenen Gesteinsglieder, unter gleichzeitiger Änderung der Zusammensetzung der Schiefer, wenn wir von

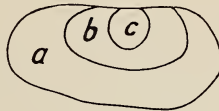


Fig. 10.

Einschluß mit zwei sich nicht mischenden Flüssigkeiten.

unten nach oben bzw. von innen nach außen fortschreiten, d. h. je mehr wir uns vom Schiefergranit entfernen, in dem wir von den dickschiefrigen injizierten Schiefen (Zweiglimmergneis, Biotit- nebst Amphibolgneis) und den grobkörnigen, dickbankigen und vollkrystallinen Marmoren über die dünn- und mittelschiefrigen Glimmerschiefer und Amphibolschiefer (Biotitschiefer nebst Amphibolschiefer; Zweiglimmerschiefer; Muskovitschiefer) und die mittelkörnigen Marmore zu den feinkörnigen und dünnplattigen Marmoren und zum feinschiefrigen, phyllitischen Tonschiefer alle Übergänge haben¹⁾. Die sog. Tiefenstufen BECKE-

¹⁾ Ich finde eine große Analogie dieser Abnahme der Krystallinität und Korngröße, was den Marmor betrifft, mit derjenigen, die LEPsius aus dem Adamello-Gebiet beschrieben hat: „Selten sieht man eine so schöne und instruktive Kontaktzone wie diejenige, die ich auf der Ostseite des Adamello-Stockes im Südtirol entdeckt und beschrieben habe. Im Kontakt mit dem Tonalit des gewaltigen Adamello-Massives, in welchem dieses granitische Tiefengestein, der Tonalit, sich über 23 Quadratmeilen ausbreitet, ist der dunkelgraue, dichte Kalkstein des Muschelkalkes in weißen Marmor umkrystallisiert worden, und zwar bis in eine Entfernung von 1000 bis 2000 m, von der Tonalitgrenze an gerechnet, und auf eine Längserstreckung von ca. 15 km. Dabei machen wir die Beobachtung, daß, je näher zum Tonalit hin, um so grobkörniger der Marmor wird. In der vom Tonalit entfernten Zone ist der umgewandelte Muschelkalk sehr feinkörnig. Das Korn nimmt allmählich zu, bis schließlich der Marmor nahe der Tonalitgrenze aus lauter faustgroßen Kalkspaten zusammengesetzt ist; dabei bemerkt man, daß, je

GRUBENMANNs finden im allgemeinen auch diesmal ihre Bestätigung, sie müssen aber allerdings im Sinne der WEINSCHENKschen Piezokontaktmetamorphose gedeutet werden. Zweitens ist im Glimmerschiefer der unteren und mittleren Stufen die Anwesenheit des Turmalins, dieses bezeichnenden Kontaktminerales, bezeichnend, das auch an der Zusammensetzung des Schiefergranites und dessen Ganggefolges teilnimmt. Drittens sei hingewiesen auf die allgemeine Verbreitung dieses Ganggefolges in allen Schieferstufen der krystallinen Serie und besonders der pegmatitischen Apophysen in den unteren und zum Teil den mittleren Horizonten derselben, die bedingt wurde durch die tiefe Zerspaltung, die das Grundgebirge erlitt infolge der starken Spannung durch den faltenden Gebirgsdruck und die zugleich erfolgte Graniteruption. Denn durch diese Zerspaltung war es auch möglich, daß die im Schiefergranit gelösten Dämpfe und Gase, von deren Wirksamkeit der Turmalin, der Skapolith und der Beryl des Granites oder seines Ganggefolges zeugen, überall in die Masse der Sedimente diffundieren und eine molekulare Umlagerung derselben herbeiführen konnten. Und da die Pegmatite nur in einer derartig metamorphen Umgebung auskrystallisieren konnten, so deutet ihre Anwesenheit in der krystallinen Serie auf kontaktmetamorphe Bedingungen in derselben im Momente ihres Absatzes hin.

In demselben Sinne dürfte auch, viertens, das Vorkommen des Smirgels in den verschiedenen Marmorstufen der Formation sprechen, und diese Vermutung bewegt mich, auf die Bildung des Smirgels etwas einzugehen¹⁾.

Man hält den Smirgel überhaupt, und speziell auch dem naxischen, gewöhnlich für eine Metamorphose des Bauxites, mit welchem er chemisch bis auf den Wassergehalt übereinstimmt²⁾, während von anderer Seite die Richtigkeit dieser Annahme bestritten wird³⁾. Der kleinasiatische Smirgel, Wilajet Aidin, soll ursprünglich wahrscheinlich von unreinem Tonkalk herkommen, dessen tonige und eisenhaltige Unreinigkeiten sich

grobkörniger, um so lockerer der Marmor wird, so daß die grobkörnigen Marmore leicht in große Kalkspatthomboeder zerfallen.“ (Das westliche Südtirol, Berlin 1877; erwähnt in Geologie von Attika, S. 184.)

¹⁾ Vergl. auch meine vorläufige Mitteilung über Naxos, Teil II.

²⁾ LIEBIG: Bauxit und Smirgel. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. III, 1895, S. 275—277. — BRAUNS: Chemische Mineralogie, 1896, S. 371. — ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre. — GRUBENMANN: Die krystallinen Schiefer, II, 1907, S. 168. — KRÄMER: Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse, Berlin 1907.

³⁾ WEINSCHENK: Spezielle Gesteinskunde, 1905, S. 320.

während der Metamorphose ausschieden und zum jetzigen Smirgel umwandelten¹⁾, und amerikanische Geologen sind der Ansicht, daß der Smirgel von Chester (Massachusetts) einerseits²⁾ ein dynamometamorphes Produkt eines aus Umlagerung von Kalk hervorgegangenem Limonitlager ist, in welches Ton in Form von Allophan und Gibbsite durch einsickernde Lösungen zugeführt wurde, andererseits³⁾, daß er eine magmatische Ausscheidung des als Eruptiv betrachteten Amphibolites, seines Muttergesteins, darstellt. Die nähere Untersuchung des naxischen Smirgels liefert nun gewisse Anhaltspunkte, die zur Annahme einer pneumatolytischen Entstehung dieses Smirgels im Anschluß an die Schiefergraniteruption führen dürften.

Man hat in der Tat den naxischen Smirgel irrtümlich als normales Lager in den krystallinen Kalken bezeichnet⁴⁾. In Wirklichkeit handelt es sich dabei um Gänge (und Gangputzen), und zwar besonders um Lagergänge, häufig aber um Quergänge (Fig. 11). Aber selbst bei den letzteren ist ihre durchgreifende Lagerung zum Nebengestein bisweilen fast versteckt durch eine eigentümliche Fältelung aller Gänge, derzufolge sie in eine Aufeinanderfolge von meist kleinen Gewölben und Mulden zerfallen, an welche sich die Marmorbänke anschmiegen, um mit der Entfernung davon ihre anfängliche Lagerung allmählich aufzunehmen. Die Gänge zeigen bisweilen eine Verzweigung. Über die Bildung derselben, die sich in ihrem Entwicklungsgebiet, der Amómaxi-Gegend, auf einem Areal von über 10 qkm ausbreiten und Züge bis über 1 km lang und bis 10 m mächtig in verschiedenen Horizonten des Amómaxi-Marmors⁵⁾ darstellen, orientiert uns zunächst der Umstand, daß sie in enger Beziehung zu den Pegmatiten stehen, die, wie auch früher bemerkt, massenhaft in der ganzen Umgebung hier vorkommen. Und wir sahen hier die Pegmatite dichte, oft durch Verwitterung

1) THOMAE: Emery, chrome-ore and other Minerals in the Villayet of Aidin, Asia Minor. S.-A. aus Trans. of the amer. Instit. of min. Eng. XXVIII, 1899, S. 5.

2) EMERSON: Mon. U. S. geol. Survey, vol. XXIX, S. 145; erwähnt in PRATT: The occurrence and distribution of corundum in the United States. Bull. of the Unit. States geol. Survey, Nr. 180, 1901, S. 26.

3) PRATT: a. a. O. S. 25—26.

4) GOBANTZ: a. a. O., S. 144; LEPSIUS: Griechische Marmorstudien, S. 52, und Geologie von Attika, S. 78; PHILIPPSON: Beiträge, S. 77—78. Auch STELZNER-BERGEAT: Die Erzlagerstätten, S. 168—169.

5) Hauptsächlich drei solche Horizonte, von denen der oberste eigentlich der tiefsten Nebenmarmorlage des Apiranthos-Schiefers angehört, die schließlich mit dem Amómaxi-Marmor östlich verwächst.

ihrer Umgebung herausragende Züge neben- und hintereinander bilden, die gegen den Amómaxi-Marmor östlich herunterkommen, zum Teil an ihn stoßen oder ihn auch durchdringen. Am oberen Kontakt des Marmors trifft man infolgedessen nur Spuren davon wieder. Ob die Pegmatite in direkten Kontakt mit dem Smirgel kommen, habe ich nirgends im Amómaxi-Marmor bemerkt, wohl aber fand ich in einem kleinen Smirgelputzen des Keramoti-Marmors ein Nestchen eines zersetzten epidothaltigen Gesteins, das ich für einen veränderten Pegmatit halte. Das körnige Gestein („Epidotfels“) bestand aus Feldspat (u. d. M. triklin, vermutlich Anorthit, mit vielfacher Zwillingslamellierung) und reichlichem Epidot in Körnern oder Stengeln sowie rotem Granat in Aggregaten aus größeren und kleineren Körnern und Krystallen, worunter ein über nußgroßer Krystall. Auch etwas Eisenerz (vermutlich Titaneisen) und blauschwarze Hornblende (vielleicht Glaukophan) war zu sehen. Auf Absonderungsf lächen des Smirgels war eine bis 3 cm dicke Schale von derbem Magnetit aufgesetzt.

Sehen wir nun die Smirgelgänge näher an, so finden wir, daß sie bisweilen in verschiedene, ungleich starke Zonen zerfallen, daß am Rande häufig feine Linsen schnurartig hinzuziehen, und manchmal auch hier einzelne kleine Smirgellinsen oder -knollen im Marmor stecken. An anderen Stellen treffen wir im Smirgelkörper Marmorteile, die von zahlreichen parallelen Smirgelschnüren durchsetzt sind, so daß eine förmliche Wechsellagerung von dünnen Marmor- und Smirgelstreifen entsteht. Endlich finden wir als wesentlichen Bestandteil von gewissen Smirgellagern förmlichen, mit Smirgelkörnern imprägnierten Glimmerschiefer (u. d. M. wahrscheinlich Margarit, vereinzelt Biotit, reichlich Eisenerz, weniger häufig Turmalin, Körner von Korund) und Sillimanitschiefer (u. d. M. inniges Gemenge von Quarz und Sillimanit; dazu sehr viel Magneteisen, reichlich Korund, vereinzelt Turmalin, spärlich ein chloritähnliches Mineral). Auch der Marmor am Kontakt mit diesen Lagern ist oft mit Smirgelkörnern (Korund + Erz) wie auch mit Biotit und weißem Glimmer (der u. d. M. Muscovit zu sein scheint) erfüllt und an anderen Stellen sind Nebenschieferleinlagen im Muttermarmor am Kontakt mit dem Smirgellager ebenfalls von Smirgel durchtränkt, wobei der Glimmer u. d. M. sich vermutlich als Margarit erweist. Solche Verhältnisse verraten eine Substitution des Kalkes durch die ursprüngliche Smirgelsubstanz, eine anfängliche Metasomatose des ersteren durch Lösungen, die langsam in ihm zirkulierten, und zwar mit Vorliebe in der Richtung der Schichtungsebene als dem Wege des geringsten Widerstandes

(Lagergänge). Daß aber dabei nicht an ozeanisches (vadoses) oder an gewöhnliches Thermalwasser zu denken ist, dem widerspricht die Erscheinung, daß der Marmor am Kontakt der Smirgelgänge, mit Ausnahme derjenigen des oberen oder Zas-Marmors, gewöhnlich besser auskrystallisiert ist als sonst und in seinen Eigenschaften oft stark vom gewöhnlichen Muttermarmor abweicht. Das ist nämlich meist ein weißer oder hellgelblicher und dann sehr diaphaner, gewöhnlich grob- bis mittelkörniger und völlig krystalliner, dickbankiger Marmor, der gegen den Muttermarmor deutlich absticht, wenn dieser feinkörnig und dünnplattig ist. Auch bemerken wir, daß dort, wo der Smirgel Marmorteile einschließt, die, wie gesagt, von feinen Smirgelzonen durchstreift sind, dieser Marmor oft viel grobkörniger als gewöhnlich und vollkrystallin erscheint; hier ziehen auch bisweilen feine Marmorärdchen quer durch eine Smirgelzone. Stellenweise wird der Marmor in einer Wechsellagerung von dünnen Marmor- und Smirgellagen, am Kontakt eines Ganges auch ganz grobkörnig (hier könnte es sich aber schließlich um einen Absatz aus unterirdischer Wasserzirkulation handeln). Diese eigentümlichen Verhältnisse, sowie das Auftreten des Turmalins in den Smirgelgängen lassen sich wohl am besten durch besonders energische Wirkungen bei der Bildung des Smirgels erklären, die auch eine vollkommenere Umkrystallisation des Mutterkalkes am Kontakt mit den Lagerstätten — wenn diese nicht allzu entfernt vom Eruptivherd wie die vom Zas-Marmor waren — herbeiführten, und so kommen wir auf überhitzte Dämpfe und Wasser aus der pneumatolytischen Periode der Schiefergranitruption, in welche auch die Pegmatitbildung fällt, auf die wir so auch die Bildung des Smirgels zurückführen. Diese mit Mineralisatoren (worüber besonders der Turmalin der Pegmatite und des Smirgels Auskunft gibt) beladenen Dämpfe und Wasser hielten in Lösung Al und Fe und wirkten umsetzend auf den Mutterkalk ein; es entstanden zunächst Carbonate von Al und Fe, die in Oxyde und dann bei den herrschenden metamorphen Bedingungen bald in die krystalline Form des Smirgels übergingen. Dabei war die Krystallisation des Smirgels im allgemeinen um so vollkommener, je näher dem Magmaherd die Prozesse sich abspielten. Daß ein gleichzeitiger Absatz von Al und Fe stattfand, dafür spricht die mikroskopische Analyse des Smirgels, derzufolge nach TSCHERMAK¹⁾ die Korund- und Magnetitkörner — die beiden Hauptbestandteile des Smirgels — sich gegenseitig durchdringen. Dabei muß man mit TSCHERMAK annehmen, „daß die Krystallisation des Erzes

¹⁾ a. a. O.

später erfolgt sei als jene des Korunds, da in den Erzlagen und Erzhaufen vollkommen ausgebildete Krystalle nicht selten sind“. Der Turmalin muß sich später in der Reihenfolge ausgeschieden haben, da er nach demselben Autor Interstizien zwischen den Hauptkörnern ausfüllt.

Eine wichtige Stütze für die obige Entstehung des Smirgels liefern die unverkennbaren Kontakterscheinungen, die ich an einem dichten Smirgelgang von Sikinos (Lokalität Siderokápsi) konstatierte, im Vergleich mit denen der früher angeführten Amphibolit- und Augitgesteinputzen von Lichinópetraes (S. 182—183). Wie bei den letzteren, so war auch bei diesem Smirgelgang das Nebengestein, zum Teil eine Glimmerschiefer-einlage im Marmor, analog in feinverfilzten, sehr turmalinreichen Glimmerschiefer umgewandelt mit zahlreich eingesprengten kleinen und größeren und oft sehr vollkommen ausgebildeten Limonitwürfelchen pseudomorph nach Pyrit.

Dürfte nun aber einmal nach alledem der Smirgel eine pneumatolytische Entstehung haben, so folgt daraus, daß das Gestein, in welchem er sich gebildet hat, sich zur Zeit dieser Bildung unter Bedingungen befunden haben muß, die seine Umkrystallisation herbeiführten. Und da der Smirgel in fast allen Marmorstufen in zahlreichen und weit voneinander entfernten Punkten überall in der krystallinen Schichtenfolge zu treffen ist, so schließen wir weiter, daß diese metamorphen Bedingungen darin überall herrschten, und zwar mit mehr und mehr nach oben bzw. nach außen abnehmender Intensität und Wirksamkeit.

Aus den ganzen bisherigen Betrachtungen über das krystalline Grundgebirge von Naxos dürfen wir nunmehr die berechtigte Annahme hegen, daß die Metamorphose seiner krystallinen Schichtfolge durch die Eruption des Schiefergranites — ohne Ausschluß einer allerdings weit geringeren vorherigen Metamorphose durch den Flasergranit — bedingt wurde, unter wesentlicher Mitwirkung des faltenden Gebirgsdruckes, der jene Eruption veranlaßte, die Schichtfolge tief in seiner Masse zerriß und so die Diffusion der metamorphosierenden Dämpfe und Gase und den Nachschub des Ganggeforges weit ins Innere der Massen gestattete. Was dabei den Anteil des Flasergranites anlangt, so ist jedenfalls eine gewisse kontaktmetamorphe Wirkung durch ihn vorauszusetzen, wenn auch von weit geringerer Intensität und Extensität als beim Schiefergranit, da der Flasergranit weder eine Injektion seiner Schieferhülle verursachte noch Mineralien, wenigstens in auffallender Menge, führt, wie Turmalin, Skapolith oder Beryll,

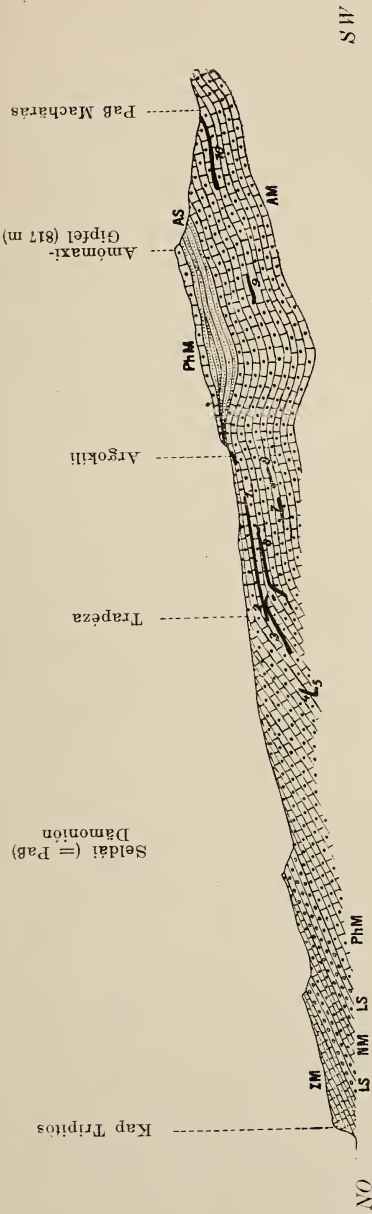


Fig. 11.

Natürliches Profil, auf eine Ebene bezogen, des Südgelänges vom Liónas-Tal. Maßstab 1 : 40 000.

Erklärung der Signaturen und Buchstaben siehe S. 146.

Smirgellagerstätten von: 1. Apáno Mavropháragas, 2. Skála ton Mavropháragas, 3. Káto Mavropháragas, 4. Apáno Kastelláki, 5. Káto Kastelláki, 6. Pezoúlás, 7. Krimnós, 8. Kabi, 9. Stravolangáda, 10. Macháris.

(Infolge einer Flexur gehört die Lagerstätte 6 demselben Marmorniveau wie die Lagerstätte 7 an, mit welcher sie zusammenhängt.)

Die Gabelung in Gang 2 ist schematisch; in Wirklichkeit existieren mehrere Zweige, dicht nebeneinander parallel und von ungleicher Größe. — Schiefereinlagen in AM + PhM in Trapeza wurden nicht angedeutet.

die auf die Anwesenheit von kräftigen Mineralisatoren im Magma hinweisen. Mit einer derartigen metamorphen Wirkung würde aber vielleicht der Umstand zusammenhängen, daß es bei den injizierten Schiefen, wie wir früher sahen, den Anschein hat, als ob die Injektion schon fertige Glimmerschiefer betraf, die durch das Injektions-Magma vollständiger umkrystallisiert wurden, wenigstens an den reich injizierten Stellen. Daß dabei und überhaupt eine Umkrystallisation von schon krystallinen Gebilden möglich war, dafür sprechen die vollkrystallinen Einlagerungen des unteren oder Keramoti-Marmors im Schiefergranit, dessen unverkennbaren kontaktmetamorphen Einfluß sie bezeugen, und die, bei der Annahme einer Metamorphose durch den Flasergranit, wohl schon vorher durch diesen krystallin gewesen sein müßten, da sie zu den tiefsten Stufen der Serie gehören. Auffälliger vielleicht beweist dies die eigentümliche Marmorhülle der Smirgellagerstätten, die wahrscheinlich aus vollkommenerer Umkrystallisation des schon fertigen Muttermarmors herzuleiten ist.

Daß nun unser Gesamtschluß von der eruptiven Natur der vermeintlichen Urgneise und der Metamorphose der krystallinen Schichtfolge von Naxos durch granitische Kontakte unter Mitwirkung von dynamischen Prozessen auch für die übrigen krystallinen Kykladeninseln anzuwenden ist, trotzdem darüber noch keine eingehenden Untersuchungen vorliegen, das zeigt schon die Identität ihrer Bildungen und Erscheinungen mit Naxos. So besteht Myconos, wie uns der Augenschein lehrte¹⁾, vorzugsweise aus schiefrigem Granit, der zum Teil als naxischer Flasergranit ausgebildet ist, und ebenso verhält es sich mit den benachbarten beiden Dílos. Der Südteil von Ios wird ebenfalls von Flasergranit eingenommen. Im übrigen besteht diese Insel, die eine große Analogie mit Naxos aufweist, zum Teil aus „Gneisen“, die ich nach den Ausführungen PHILIPPSONS²⁾ für Schiefergranit, teilweise vielleicht auch für injizierten Schiefer halte. Auf Páros

¹⁾ Vergl. auch PHILIPPSON: Beiträge, S. 30–31, und besonders: Nachträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. PETERM. Mitt., Bd. 48, 1902, S. 106–109. Was PHILIPPSON in seiner geol. Karte hier als Gneis angibt, ist zum Teil unser naxischer Flasergranit, so bei der Stadt. Bemerkenswert ist, daß FIEDLER (Reise, II, S. 261) dieses Gestein als einen durch Feldspat porphyrtig ausgebildeten Granit definiert, der hin und wieder Hornblende und Sphen enthält, und auch BOBLAYE und VIRLET (a. a. O. S. 52) beschreiben dasselbe als Granit. FIEDLER (a. a. O.) sagt über Myconos: „Die Insel ist eine große Granitmasse, auf welcher sich an einigen Stellen tertiäre Gebilde abgelagert haben.“

²⁾ Beiträge, S. 92–93. S. auch oben S. 173.

treten schiefrige Granite sowie pegmatitische Apophysen im dortigen Grundgebirge zutage. Sériphos soll meist aus „Gneisen“ bestehen, zum Teil auch aus Granit (schiefrigem?). Nach von FOULLON und GOLDSCHMIDT¹⁾ enthält Tinos hornblendereiche Gneise, auf welche Schiefer mit Muscovit und Carbonat folgen, und nach PHILIPPSON²⁾ wechsellagern hier „granulitartige Gneise (feinkörnige Gemenge von weißem Feldspat und Quarz sehr feingeschichtet)“ sowie gewöhnliche Muscovitglimmerschiefer mit Hornblende- und Epidotgesteinen (-gneisen und -schiefern). Nach den ersteren Autoren³⁾ besteht das schiefrige Element von Syra bei weitem aus hornblende- und epidotführenden Gneisen und Epidotschiefern, sodann aus Glaukophanglimmerschiefer, Glaukophanepidotschiefer usw. Ähnlich ist, nach denselben Forschern⁴⁾, Siphnos zusammengesetzt. Tinos, Syra und Siphnos sind demnach in ihrem krystallinen Element ähnlich aufgebaute Inseln, und außerdem tritt auf Tinos noch eine große Masse schiefrigen Granitgesteins zutage, das PHILIPPSON⁵⁾ als echten Granit, und zwar jünger als die umgebende krystalline Schichtfolge, ansieht (wohl unser naxischer Flasergranit), entgegengesetzt der Ansicht von von FOULLON und GOLDSCHMIDT, die es als Gneis, und zwar als das älteste Glied der krystallinen Schichten, beschreiben. Über die Glaukophangesteine von Syra und Tinos hat ganz kürzlich KRENAS eine eingehende Arbeit veröffentlicht⁶⁾. Diese Inseln bestehen aus einer Wechsellagerung von krystallinen Kalken und Glimmerschiefern, welche letztere er wegen ihrer Führung von Feldspat als wesentlichem Gemengteil als Phyllitgneis bezeichnet. Sie enthalten bisweilen Glaukophan und lokal auch Chloritoid. In diesem Komplex befinden sich unabhängig von der Glaukophanföhrung der Phyllitgneise kleine Zwischenlagen von hauptsächlich aus Glaukophan bestehenden, bisweilen von Saussurit-, Gabbro- und Jadeitgesteinen, wie auch von Serpentin und Talkschiefern begleiteten Felsarten, welche auf Siphnos in einem Horizont, auf Syra jedoch in mehreren Niveaus an-

¹⁾ Über die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Siphnos und Tinos. Jahrb. d. k. k. geologischen Reichsanstalt, Jahrg. 1887, Bd. 37, S. 31 ff.

²⁾ Beiträge, S. 22.

³⁾ a. a. O., S. 7 ff.; auch PHILIPPSON: Beiträge, S. 22.

⁴⁾ a. a. O., S. 24 ff.

⁵⁾ Beiträge, S. 22—23.

⁶⁾ Die Einlagerungen im krystallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Siphnos (mit 5 Fig. und einem Profil im Text und einer Tafel). Miner.-petrogr. Mitt., Bd. XXVI, 1907, H. 4, S. 257—320. Referat im Geol. Zentralbl. Bd. XI. Nr. 139.

zutreffen sind. Diese Einlagerungen sind eruptiven Ursprungs. Die Phyllitgneise dagegen sieht er als ursprüngliche Sedimente an, über deren metamorphische Ursache und diejenige der Einlagerungen man vorläufig nichts aussagen kann; wohl aber sind darüber zwei Momente zu berühren, erstens, daß die Bildung der Pyroxen- und Amphibolgesteine nicht parallel mit Druckwirkungen verläuft, und zweitens, daß das Auftreten von Turmalingängen darin, die sich als Abhängigkeiten der großen granitischen Massen kundgeben, die sämtliche Gruppen der kykladischen Gesteine durchbrechen, auf eine endogene Einwirkung hindeutet. Die Phyllitgneise gehen nach unten in Zweiglimmer- und Muscovitgneise über, in denen KTENAS die „Gneise“ der unteren Horizonte des kykladischen Grundgebirges sieht und demnach das geologische Niveau der krystallinen Bildungen von Syra tiefer stellt, als es PHILIPPSON annahm. Nach ihrer Beschreibung sehe ich jedoch in diesen Gneisen meinen Schiefergranit und in den Phyllitgneisen vielleicht injizierte Schiefer. Erstere Gneise sind nämlich mittelkörnig mit relativ geringer Beteiligung des Glimmers. Sie sind charakterisiert durch dickschiefrige oder seltener feinflaserige Struktur bei Betrachtung des Querbruches; bisweilen tritt eine stengelige Struktur hervor, und dann nimmt das Gestein ein granitisches (richtungslos körniges) Gepräge an. Der Glimmer, Muscovit oder auch Biotit, kommt zum größten Teil in isolierten Schuppen vor, seltener bildet er zusammenhängende Membranen. Von akzessorischen Gemengteilen ist zunächst Granat, dann Magnet Eisen und Rutil zu nennen. Die Phyllitgneise, die ähnlich den Glimmerschiefern von Attika und Peloponnes sein sollen, sind makroskopisch meist dünn-schiefrige, glimmerreiche Gesteine, deren Schieferungsflächen seidenartig glänzen oder nur schimmern. Der farblose Glimmer (Muscovit) wird nicht selten von Chlorit ersetzt, ebenso ist die Führung von Calcit eine gewöhnliche Erscheinung. Der Quarz liegt meist in abgerundeten Körnern zwischen den Feldspatindividuen, bildet auch mosaikartige Aggregate und herrscht als solcher bisweilen vor dem Feldspat vor oder verdrängt ihn vollständig, so daß glimmerschieferartige und quarzitisches Varietäten entstehen.

Anáphi soll Granit und Syenit führen (schiefrige?)¹⁾, und Nikariá besteht nach ROSS²⁾ und PHILIPPSON³⁾ vorwiegend aus Granit (schiefrigem?). Das Grundgebirge von Milos, das dort ganz lokal zutage tritt, besteht nach EHRENBURG⁴⁾ aus

¹⁾ FIEDLER: Reise, II, S. 331—336.

²⁾ Inselreisen, Bd. II, S. 157, erwähnt bei PHILIPPSON.

³⁾ Beiträge, S. 109.

⁴⁾ Die Inselgruppe von Milos, 1889, S. 18 und 98—100.

Gneisen, welche nach oben in Talkschiefer und Muscovitschiefer, worunter auch nach vom RATH¹⁾ Andalusitschiefer vorkommt, übergehen, und die sehr stark gefaltet und klein gefältelt sind. FIEDLER erwähnt das Vorkommen von gneisartigen Gesteinen auf Síkinos²⁾, und ich konstatierte in den Glimmerschiefern von Iraklià eine schmale Gneiseinlage (Schiefergranit)³⁾. Aber auch bei Inseln, wo kein Granit zutage tritt, und die in ihrem krystallinischen Element vorzugsweise aus Glimmerschiefer bestehen, wie Kéa, Kythnos, Andros, sind jedenfalls verborgene Granitstöcke in der Tiefe oder in der Nachbarschaft anzunehmen. So kommen auch in diesen Glimmerschiefern, die noch, nach PHILIPPSON, phyllitähnliche Schiefer enthalten, nach demselben „feinkörnige Gneise“ vor⁴⁾.

Endlich sei auf den Mineralreichtum der Kykladen hingewiesen, von welchem manche Vorkommnisse in ursächlichem Zusammenhang mit der Eruption von schiefrigen Graniten stehen dürften. Des Smirgels von Síkinos und Iraklià habe ich schon gedacht, und ich füge noch den von Páros und Ios (? hier aus losen Fundstücken nach PHILIPPSON)⁵⁾ hinzu. Ferner sind enthalten im Grundgebirge⁶⁾, wenn auch meist in nicht abbauwürdigen Mengen, Eisenerze: auf Sérifhos⁷⁾, Kýthnos, Kéa, Síphnos, Syra, Antíparos, Síkinos, Santorín [Amorgós]; Mangan- und Manganeisenerze: auf Mílos, Kímolos, Andros, Páros; zink- und silberhaltige Bleierze: auf Antíparos, Anáphi, Denúsa, Síphnos, Sérifhos, Santorín, Kéa, Mílos, Kímolos, Makronisi, Andros, Kýthnos, Pholégandros, Síkinos; Kupfererze: auf Andros, Páros, Sérifhos; Silbererze (silberhaltiger Baryt): auf Mílos, Kímolos.

Behufs des Auftretens und der Verteilung von „Gneis“-Massiven innerhalb des kykladischen Grundgebirges überhaupt

¹⁾ Einige geologische Wahrnehmungen in Griechenland, 1887, S. 19.

²⁾ Reise, II, S. 152 und 155.

³⁾ Die Insel Iraklià usw.

⁴⁾ Beiträge, S. 144.

⁵⁾ GOBANTZ (a. a. O., S. 144) erwähnt auch Smirgel auf dem nicht krystallinen Amorgós (?).

⁶⁾ Vergl. CORDELLA: Berg-, Hütten- und Salinenwesen Griechenlands. Preuß. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Berlin Bd. 49, Juli 1901; auch ZENGHELIS: Les minerais et minéraux utiles de la Grèce. Extrait des comptes rendus de Ve Congrès intern. de chimie appliquée à Berlin, Athènes 1903.

⁷⁾ Nach VALLINDAS in direkter Beziehung mit Granitgängen (*Η νήσος Σέριφος [Die Insel Sérifhos. Struktur und Erzlagerstätten]. Bull. d. naturf. Ges. in Athen 1906, 3, S. 58—61, und 4, S. 74—76: Referat im geol. Zentralbl., Bd. IX, Nr. 1418.

sei folgende, sehr beachtenswerte Darstellung von PHILIPPSON¹⁾ angeführt:

„Die Kykladen, abgesehen von den südöstlichen, aus Sedimentärgesteinen aufgebauten Inseln, bilden eine große krystalline Masse, die mit dem krystallinen Gebirge von Attika und Südeuböa zusammenhängt. Vergebens sucht man in den mehr oder weniger steil aufgerichteten krystallinen Gesteinen der Kykladen eine allgemeine, vorherrschende Streichrichtung. Wir sehen eine Anzahl von rundlich umgrenzten Gneismassiven aufragen. Innerhalb einer jeden dieser Massen ist das Streichen ziemlich konstant und unabhängig von dem Verlauf der Umgrenzung der Masse. . . . Diese Gneismassen werden nun umschlungen und gleichsam umflochten von Schieferzonen der verschiedensten Richtungen. Es scheint, als ob im großen und ganzen die Schiefer sich im Streichen an die Grenzen der Gneismassen anschmiegen. Insofern ähnelt die Struktur des ganzen Gebirges einem Augengneis, die Gneismassen entsprechen den Feldspatäugen, die Schieferzonen den sich daranschmiegenden Glimmerlamellen. Aber im einzelnen sind die Schiefer noch weit mehr zerknittert, als es die Glimmerlamellen des Augengneises zu sein pflegen.

In den nördlichen Kykladen, außerhalb des Bereiches der Gneismassive, beginnt eine bestimmte Richtung, nordöstliches Streichen, vorzuherrschen, dasselbe, welches auch in Attika und namentlich in Südeuböa überwiegt. Aber gerade hier wimmelt es von Ausnahmen, ist die Zerknitterung am stärksten ausgebildet. Dabei erheben sich aus dem Gewirr der verschiedenen Streichrichtungen mehrere elliptisch umgrenzte Schichtgewölbe heraus, ganz ähnlich wie in Attika (z. B. Pentelikon). Sie scheinen geradezu den Gneismassen der südlichen Inseln zu entsprechen, nur daß der Gneis nicht entblößt ist. Man kann sich vorstellen, daß unter diesen Gewölben Gneismassive in der Tiefe verborgen liegen. Die Längsachsen der Ellipsen haben verschiedene Richtungen . . .“.

Es genügt, in dieser Schilderung das Wort „Gneis“ (= Urgneis) durch dasjenige des „schiefrigen Granites“ (Granitlakkolithes) zu ersetzen, um sich den Grundbau und den Metamorphismus des kykladischen Grundgebirges zu vergegenwärtigen. Das Alter dieses Metamorphismus fällt nach den obigen Ausführungen mit demjenigen der Eruptionen der schiefrigen Granite zusammen. Es muß ein hohes sein und daher ein nach den zwei Haupteruptionszeiten verschiedenes.

¹⁾ Beiträge, S. 148—149.

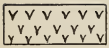
Sehr wahrscheinlich darf die von DEPRAT auf Euböa festgestellte Diskordanz von sicher carbonischen und wahrscheinlich auch devonischen Schichten über dem dortigen Grundgebirge als eine obere Altersgrenze der Eruptionen und somit der Metamorphismen gelten. So besteht dieses Gebirge, das nach demselben Forscher lange vor der hercynischen (carbonischen) Faltung der ältesten Sedimente dort als ein fertig gefalteter, die Rolle eines Horstes bei späteren Bewegungen spielendes Massiv da lag, in seiner Basis aus muscovitreichen Glimmerschiefern, die stellenweise in dichte Granulite (*leptynites compactes*) übergehen, „in denen man vielleicht lagerartig eingeschaltete Zweiglimmergranite (*granulites interstratifiées*) sehen muß, die die Glimmerschiefer metamorphosierten und mit Kieselsäure injizierten¹⁾“. Auf Nordeuböa besteht das Grundgebirge zu unterst aus einem „zersetzten Zweiglimmergranit (*granulite décomposée*), teils pegmatitisch, teils aplitisch, aus Orthoklas und Mikroklin mit Quarz. Der Kali-Glimmer ist wenig verbreitet“. Es folgen Glimmerschiefer und Gneise, Eklogite usw.²⁾.

¹⁾ DEPRAT: Note préliminaire sur la géologie de l'île d'Eubée. Bull. soc. géol. de France, 4^e série, III, 1903, S. 230. — Auch Étude, S. 30.

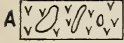
²⁾ DEPRAT: Étude, S. 37—39.

Druckfehlerberichtigungen.

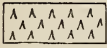
- Seite 25 Zeile 21 von oben lies „Chonaxis“ statt „Conaxis“.
- 146 Zeile 17 von oben lies „Diabas“ statt „Dibas“.
 - 400 Erklärung zu Fig. 18 lies „Agnostus“ statt „Aquostos“.
 - 413 Zeile 3 von unten lies „Trichinopoli“ statt „Trichnopoli“.
 - 416 Zeile 16 von oben lies „des“ statt „der“.
 - 417 Zeile 9 von oben lies „dem“ statt „der“.
 - 421 Tabelle Zeile 11 von oben lies „Desmoceras“ statt „Desmoberas“.
 - 435 Zeile 17 von oben lies „Denisonianus“ statt „Denisoniana“.
-



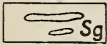
Flasergranit Fg,
grobkörnig, porphyrisch.



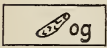
Chlorit- und adinolenartiger (Flaser-) Granit.
(Adinole bei Pátelo stark vergrößert.)



Schiefergranit Sg,
fein- bis mittelkörnig.



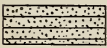
Einlagen von Schiefergranit im Flasergranit
in übertriebener Breite.



Olivingestein, Breite übertrieben.



Injizierter Schiefer (Metagneis),
Halónos-Stufe HS.



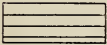
Injizierter Schiefer (Metagneis),
Komiaki-Stufe KS.

(Die Einlagen im Schiefergranit meist schematisch.)

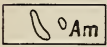


Marmor, grobkörnig,
Keramoti-Stufe KM.

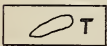
(Die schmalen Einlagen im Sg und der schmale südliche Teil des
Halbringes in übertriebener Breite; die ganz kleinen Einlagen
im Sg in übertriebener Größe.)



Vorwiegend Biotitschiefer { Komiaki-Stufe KS.
nebst viel Amphibolschiefer { Mési-Stufe MsS.



Amphibolit, Breite übertrieben.



Talkschiefer nebst Chloritschiefer, durchzogen von Amphibolit-
und Augitgestein-Putzen.

Amómaxi-Stufe AM.

(In übertriebener Breite beiderseits der Pha-
nári-Mulde.)

Untere AM₁.

(In übertriebener Breite.)

Obere AM₂.

Nebenlage im Apíranthos-Schiefer NMa.

(In übertriebener Breite.)

Phanári-Stufe PhM.

















Nebenlagen im Liónas Schiefer NM, NMp.
















(Meist schematisch, NMp ganz schematisch
und mit willkürlichen Grenzen.)



Marmor,
vorwiegend
mittel- bis
feinkörnig

Erklärung zu Tafel III.

-  Flasorgranit Fg,
grobkörnig, porphyrisch.
-  Chlorit- und epidotartiger (Flasor-) Granit.
(Adnole bei Pádo stark vergrößert.)
-  Schiefergranit Sg,
fein- bis mittelkörnig.
-  Einlagerungen von Schiefergranit im Flasorgranit
in übertriebener Breite.
-  Olivingestein, Breite übertrieben.
-  Infiltrierter Schiefer (Molagwis),
Hólmos-Stufe HS.
-  Infiltrierter Schiefer (Molagwis),
Kumúki-Stufe KS.
(Die Einlagerungen im Schiefergranit meist schematisch.)
-  Marmor, grobkörnig,
Kumúki-Stufe KM.
(Die schönsten Einlagerungen im Sg sind der schmale südliche Teil des
Einlagerungen in übertriebener Breite, die ganz kleinen Einlagerungen
im Sg in übertriebener Breite.)
-  Vorwiegend Biotitschiefer | Kumúki-Stufe KS.
nebst viel Amphibolschiefer | Mólí-Stufe M.S.
-  Amphibolit, Breite übertrieben.
-  Tuffschiefer nebst Chloritschiefer, durchzogen von Amphibolit-
und Augitgestein Pützen.
-  Amómoxi-Stufe AM.
(In übertriebener Breite beiderseits der Plan-
mit Mulde)
-  Dutere AM,
(In übertriebener Breite)
-  Oivoro AM,
Nebenlage im Apiranthos-Schiefer NM.
(In übertriebener Breite)
-  Phanári-Stufe PhM.
Nebenlagen im Liómos-Schiefer NM, NMII
(Meist schematisch, S.Mp ganz schematisch
und mit willkürlichen Grenzen.)
-  Marmor,
vorwiegend
mittel- bis
feinkörnig









-  Biotitschiefer | Apiranthos-Stufe AS.
-  Zweiglimmerschiefer | Nebenlagen im | untere NS_T.
-  Muscovitschiefer | Phanári-Marmor | obere NS_T.
-  Zweiglimmerschiefer, Muscovitschiefer.
Liómos-Stufe LS.
(Im südlichen Teil der Insel meist schematisch.)
-  Marmor, | Zus-Stufe ZM.
sehr feinkörnig | Pánormos-Stufe PM.
-  Muscovitschiefer, toniger Phyllit, Moutzoína-Schiefer MS.
-  Sandsteine, grauackentartig, nebst
Tonschiefer, S_g.
-  vorwiegend Kalk- und Tonsand-
steine und Mergel S_g.
-  Quarzkonglomerate, Arkosen,
Hornsteine usw. S_g.
-  Al Aluvium Al.
-  Sedimente, obere: vorwiegend sehr grobes Konglomerat S_g.
-  Diabas D. Im Becken von Engarès zum Teil mit Diabas-
tuff (Schalstein), meist aber mit Alluvionen bedeckt.
-  Diabastuff für sich allein.
-  Bronzit-Serpentin, stark vergrößert.
-  Hauptmitgellagerstätten in übertriebener Breite, die Punkte
in übertriebener Größe überhaupt.

Vorkommnisse von:

- | | |
|----------------------|--------------------|
| 1. Kriós, | 8. Vonió, |
| 2. Phyroopá, | 9. Análla, |
| 3. Phyrós Krimnós, | 10. Paliópyrgos, |
| 4. Spiliadáki, | 11. Amádes, |
| 5. Anastási Phytíns, | 12. Lemí, |
| 6. Skálo, | 13. Kastelláki, |
| 7. Phyrosteplhíni, | 14. Mavrothrángas, |

- | | |
|----------------------------------|----------------------|
| 15. Pezoúllás, | 24. Agriósykíá, |
| 16. Krimnós-Kabí, | 25. Aspalathrópós, |
| 17. Spiliós-Renidi-Kaká Briádia, | 26. bei Keramotí, |
| 18. Tirópita, | 27. Kalikatzini, |
| 19. Kórkús, | 28. Koxakí, |
| 20. Stravolángiáta, | 29. bei Sagrí, |
| 21. Macháris, | 30. Kavalláris, |
| 22. Kalathás, | 31. Mavropétri, |
| 23. Kakóryakas, | 32. Iágios Artémios. |

Außerdem noch ein weiteres Vorkommen im SW von Kriós, bei Pláka und ein anderes südlich von Sagrí, die nicht eingetragen wurden.

-  Schichtfallen.
-  Ortschaften. Der Bequemlichkeit halber sind sie, mit Aus-
nahme der Stadt, mit gleicher Größe gezeichnet. Darum
sind sie oft kleiner dargestellt als sie wirklich sind
-  Verlassene Ortschaften.
-  Berggipfel.
-  Paß.
-  Einige Kirchen.
-  Einige Klöster (zum Teil verlassen).
-  Pyrgos (Ypsilí). Pyrgos von Chimírrou.
- Bg. Berg. Schl. Schlucht. B. Bai.
- Gp. Gipfel. K. Kap. I. Inselchen.

Anmerkung. Um nicht die Lesbarkeit der Karte zu erschweren, sind einige Zahlen (Seehöhen) fortgelassen, darunter die Höhen von Planári (908 m), Amómoxi (817 m), Phynélla (637 m). — Es ist nicht entschieden, ob aller Schiefer auf der Westhälfte der Insel, der als MsS angegeben ist, zu diesem Horizont gehört. Es könnte auch der entsprechende AM, eine Nebenlage im KS sein. So auch in den entsprechenden Profilen I und IV. — Die Smitgellagerstätten von Kalikatzini und Koxaki sind statt durch Punkte durch Striche markiert. — Das Vorkommen von Kavalláris streicht vielmehr nach OSO. — Ich bin nicht sicher, daß Spélla die bezeichnete Bai heißt, oder die östlich daran folgende.

Geologische Karte
von
Naxos
von
J. Papavasiliou.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1909

Band/Volume: [61](#)

Autor(en)/Author(s): Papavasiliou S. A.

Artikel/Article: [3. Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen. 134-201](#)